



Ecole Normale Supérieure de Lyon

Université Claude Bernard Lyon 1

THÈSE

présentée pour obtenir le titre de docteur de l'Université de Lyon, délivré par
l'Ecole Normale Supérieure de Lyon, en
Sciences de la Terre

STRUCTURE DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE DE L'OUEST U.S.A. : CONTRIBUTION DES ISOTOPES DU PLOMB, DU NÉODYME, ET DE L'HAFNIUM

Romain BOUCHET BERT MANOZ

Soutenue publiquement le 15/04/2014 devant un jury composé de :

<i>Rapporteurs</i>	Helle PEDERSEN Ivan VLASTELIC	Université de Grenoble Université de Clermont-Ferrand
<i>Examineurs</i>	Eric DEBAYLE Hervé MARTIN	Université de Lyon Université de Clermont-Ferrand
<i>Invité</i>	Francis ALBAREDE	Ecole Normale Supérieure de Lyon
<i>Directeur de thèse</i>	Janne BLICHERT-TOFT	Ecole Normale Supérieure de Lyon

Laboratoire de Géologie de Lyon

Remerciements

Mes premiers remerciements vont à mes deux directeurs de thèse, officiel et officieux, Janne BLICHERT-TOFT et Francis ALBAREDE. Tout au long de ces années de Master et de thèse, ils m'ont permis de grandement accroître mes connaissances dans les domaines de la géochimie et de la recherche. Je leur en suis très reconnaissant car mon profil actuel
15 est largement à l'image de ce qu'ils ont partagé avec moi.

Grâce à eux, j'ai également eu la chance de rencontrer des chercheurs étrangers qui m'ont assisté sur les projets de recherche. Merci à Mary REID, Cin-Ty LEE, Alan LEVANDER, et Julie BRYCE pour tout ce temps qu'ils m'ont consacré. Merci également aux chercheurs et étudiants que j'ai rencontré à Rice University et au Maroc via le projet PICASSO, ces
20 personnes qui ont transformé cet échange en une expérience inoubliable.

Après sept années passées dans les locaux de l'ENS Lyon, je voulais remercier tout le personnel que j'ai pu côtoyer, les enseignants quand j'étais en Master et les chercheurs quand j'étais en thèse. La liste des personnes à remercier est longue mais je vais commencer par Manue ALBALAT avec qui j'ai énormément échangé sur la chimie et avec
25 qui j'ai beaucoup appris malgré l'avortement de mon premier sujet de thèse. Parmi les autres personnes, je tiens particulièrement à remercier Philippe TELOUK, le génie des ICP-MS, Florent ARNAUD-GODET pour la salle blanche, Damien MOLLEX pour les superbes lames minces, Sylvain PICHAT, Aline LAMBOUX, Stéphane LABROSSE, Buno REYNARD, Hervé BERTRAND, Pierre THOMAS, Fred CHAMBAT et toutes les autres
30 personnes que j'ai rencontré et avec qui j'ai échangé au cours de ces années. Je ne vais pas non plus oublier les thésards/étudiants, notamment mon équipe relecture Martin GUI-TREAU, Cécile FEUILLIE, Ange LE BOUDEC, Marie-Laure PONS, Klervia JAOUEN. Merci également à mes deux co-promo Marine LASBLEIS et Baptiste JOURNAUX, et merci aux autres, les étudiants passés et les futurs thésards. Aussi je remercie chaleureuse-
35 ment les chercheurs et étudiants de l'Université de Grenoble où j'ai découvert la géologie, notamment Catherine CHAUVEL et Eric QUIRICO, la première étant à l'origine de ma passion pour la géochimie et les deux à qui je dois mon parcours à l'ENS Lyon.

Enfin je tenais à remercier ma famille pour son soutien et son aide, loin de mes Alpes d'origine, et je vais garder les derniers mots pour remercier la personne la plus extraordi-
40 naire que j'ai pu rencontrer pendant ces années, Janyce.

Table des matières

	Remerciements	i
	Table des matières	iii
	Table des figures	v
45	Liste des tableaux	xi
	Introduction	1
	 Introduction, matériels et méthodes	 5
	1 L'ouest U.S.A. à travers les isotopes du plomb, du néodyme et de l'hafnium	7
	1.1 La croûte continentale de l'ouest U.S.A et les isotopes du plomb	8
50	1.1.1 Caractéristiques géologiques, géophysiques et géochimiques	8
	1.1.2 Caractéristiques isotopiques	17
	1.2 Le manteau sous le Colorado Plateau et les isotopes du néodyme et de l'hafnium	27
	1.2.1 Structure et dynamique du manteau sub-continental ouest U.S.A. . .	27
55	1.2.2 Dynamique du Colorado Plateau et apports géochimiques	32
	2 Matériels et méthodes	43
	2.1 Isotopie du Plomb des roches plutoniques acides de l'ouest U.S.A.	44
	2.1.1 Compilation des rapports isotopiques du Plomb de la littérature . .	44
	2.1.2 Echantillonnage d'enclaves crustales sur le Colorado Plateau	47
60	2.1.3 Protocole d'analyse des concentrations et des isotopes du Plomb . .	56
	2.1.3.1 Préparation et purification chimique des échantillons . . .	56
	2.1.3.2 Mesure des concentrations par ICP-MS et vérification du protocole	59
	2.1.3.3 Mesure des isotopes du Plomb par MC-ICP-MS	62

TABLE DES MATIÈRES

65	2.2	Isotopie du Néodyme et de l'Hafnium des roches volcaniques du Colorado Plateau	68
	2.2.1	Données de la littérature et échantillons analysés	68
	2.2.2	Protocole d'analyse des isotopes du Néodyme	71
	2.2.2.1	Purification chimique du Néodyme	71
70	2.2.2.2	Mesure par MC-ICP-MS du Néodyme	74
	2.2.3	Protocole d'analyse des isotopes de l'Hafnium	76
	2.2.3.1	Purification chimique de l'Hafnium	76
	2.2.3.2	Mesure par MC-ICP-MS de l'Hafnium	77
		Projets de recherche	79
75	3	Cartographie isotopique du plomb de la croûte de l'ouest U.S.A.	81
	3.1	Introduction et résumé du manuscrit	81
	3.2	Lead isotopic mapping of the Western U.S. continental crust	86
	4	Les isotopes du néodyme et de l'hafnium des laves du Colorado Plateau	137
	4.1	Données Néodyme-Hafnium de la littérature et résumé de la publication . .	137
80	4.2	Melting under the Colorado Plateau	144
		Conclusions et perspectives	163
		Annexes	167
	A	Tables des données	169
	B	Météorites de fer et différenciation des noyaux d'astéroïdes	179
85	B.1	Introduction	179
	B.2	Approche calculatoire	180
	B.3	Approche analytique	190
	B.3.1	Détermination des concentrations	190
	B.3.2	Purification chimique	191
90	C	Autres publications et communications	195
		Bibliographie	197

Table des figures

95	1.1.1	Carte géologique de l'ouest U.S.A., à partir des données de l'United States Geological Survey (USGS). Tous les types de roches sont présents en surface (sédimentaire, volcanique, plutonique, et métamorphique), de l'Archéen au Quaternaire. D'après nationalatlas.gov	9
	1.1.2	Schéma des grandes provinces géologiques de l'ouest U.S.A. D'après gly.uga.edu	10
100	1.1.3	Schéma de la dynamique de l'ouest U.S.A. de la fin du Protérozoïque jusqu'à aujourd'hui, avec un vue en détail des derniers 100 Ma. D'après communication personnelle de Gene Humphreys et reproduction autorisée par Emily Chin.	11
105	1.1.4	Coupe sismique du Rio Grande Rift montrant l'effet de l'amincissement crustal sur la topographie et la profondeur du Moho. D'après Keller and Baldrige (1999).	12
110	1.1.5	Profondeur sismique du Moho à partir de la conversion des ondes P en ondes S. Les traits noirs continus montrent les provinces géologiques de surface. La ligne épaisse en pointillé marque le front de chevauchement Sevier avec un épaississement marqué de la croûte vers l'est du front dû au chevauchement. D'après Levander and Miller (2012).	13
	1.1.6	Distribution géographique des roches volcaniques, sédimentaires, plutoniques et métamorphiques à la surface de l'ouest U.S.A. Modifié d'après l'USGS.	14
115	1.1.7	Histogramme de la concentration en silice des roches plutoniques et métamorphiques de l'ouest U.S.A. D'après les données de NAVDAT.	15
	1.1.8	Distribution spatiale de la concentration des principaux éléments majeurs des roches plutoniques de l'ouest U.S.A. D'après les données de NAVDAT.	15
120	1.1.9	Distribution spatiale des granitoïdes ayant les caractéristiques chimiques de divers environnements géodynamiques. ACG sont des granitoïdes d'arc, MPG-CPG sont des granitoïdes d'anatexie formés par collision continentale, KCG sont des granitoïdes de transition formés par relaxation mécanique entre des épisodes de collision ou après une collision, enfin PAG sont des granitoïdes formés par extension crustale. D'après les données de NAVDAT et la classification de Barbarin (1999).	16

TABLE DES FIGURES

125	1.1.10 Cartographie isotopique des formations plutoniques de l'ouest U.S.A. montrant les régions où le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial supérieur à 0.706 (gris), interprété comme reflétant l'échantillonnage de croûte Protérozoïque. D'après Kistler (1990).	19
130	1.1.11 Cartographie des âges modèles néodyme des roches plutoniques Mésozoïques (gauche) et Précambriennes (droite) de l'ouest U.S.A. D'après DePaolo et al. (1991).	20
	1.1.12 Compilation de la composition isotopique en Pb de galènes d'âges et d'environnements variés. D'après Stanton and Russell (1959).	23
135	1.1.13 Cartographie des rapports isotopiques du Pb et détermination des grandes provinces isotopiques (chiffres romains), à partir d'une compilation de mesure sur minéraux sulfurés. D'après Zartman (1974).	25
140	1.2.1 Topographie de l'ouest U.S.A. identifiant les grandes provinces géologiques (gauche) et tomographie sismique des ondes P montrant les anomalies sismiques entre -3 et +3% par rapport à un modèle de référence (droite). D'après Schmandt and Humphreys (2010a).	28
	1.2.2 Tomographie des ondes sismiques P avec iso-surfaces représentant la subduction des plaques Juan de Fuca (JdF), Gorda, les fragments de la plaque Farallon (F1 et F2), ainsi que le point chaud de Yellowstone (YSRP). D'après Obrebski et al. (2010).	29
145	1.2.3 Image sismique et coupe tomographique des ondes P du nord-ouest des U.S.A. (haut) montrant les reliques de la subduction de la lithosphère océanique sous la lithosphère continentale (bas). Modifié d'après Schmandt and Humphreys (2011).	30
150	1.2.4 Profondeur de la limite lithosphère-asthénosphère (LAB) sous l'ouest U.S.A. à partir de l'étude de la conversion des ondes P en S (gauche) et des ondes S en P (droite). Les triangles indiquent les jeunes roches plutoniques (gauche) et basaltiques (droite), la courbe montre le front de chevauchement Sevier et les cercles entourent les endroits où des convections à petite échelle sont observées. D'après Levander and Miller (2012).	31
155	1.2.5 Carte topographique du Colorado Plateau (CP), situé entre le Basin and Range (SBR et NBR), les Rocky Mountains (RM) et Snake River Plain (SRP). Données topographiques Shuttle Radar Topography Mission, 90m..	33
160	1.2.6 Histogramme des âges des roches volcaniques et plutoniques du Colorado Plateau pendant le Cénozoïque et le Quaternaire (A) et distribution géographique des roches volcaniques (B) et plutoniques (C) en fonction de leur âge. D'après les données de NAVDAT.	34
	1.2.7 Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (TAS) des laves Cénozoïques et Quaternaires du Colorado Plateau. D'après NAVDAT.	35

165	1.2.8	Isotopes du Néodyme versus La/Nb qui montre les différentes sources mantelliques des laves du Colorado Plateau et de ses zones de transition (gauche). Isotopes du Strontium versus Zr/Ba montrant plusieurs sources mantelliques pour l'unique champ volcanique Zuni-Bandera (rond), comparé à d'autres laves de l'ouest U.S.A. (droite). Modifié d'après Fitton et al. (1988) et Menzies et al. (1991).	36
170	1.2.9	Y/Zr versus Dy/Yb montrant la présence du grenat dans la source de certaines laves basiques du Colorado Plateau (gauche). Dy/Yb versus Sm/Nd indiquant la présence du grenat dans certaines laves du champ volcanique Zuni-Bandera (droite). D'après communication personnelle de Mary Reid et Peters et al. (2008).	37
175	1.2.10	Estimation de la pression de mise en place des laves à partir des éléments majeurs (B et D) et des excès en Thorium (C). Les deux coupes C et D sont indiquées sur la carte (A) où figure la localisation des données de B. Modifié d'après Lee et al. (2009), Wang et al. (2002) et Asmerom (1999).	38
180	1.2.11	Isotopes du plomb en fonction des isotopes du strontium de divers laves du Colorado Plateau (gauche) et du Colorado Plateau ainsi que ses zones de transition (droite). Ces diagrammes montrent la contribution de plusieurs sources mantelliques pour expliquer la composition isotopique les laves basiques Cénozoïques et Quaternaires. D'après Alibert et al. (1986) et Beard and Johnson (1997).	40
185	1.2.12	Localisation (gauche) et composition isotopique de l'hafnium en fonction de la composition isotopique du néodyme (droite) des laves du Navajo Volcanic Field (symboles verts, rouges et bleus) et du champ San Francisco et Grand Canyon (symboles turquoises). Le Δ_{Hf} est l'écart en hafnium au Mantle Array (Vervoort and Blichert-Toft, 1999). Les lignes noires et rouges indiquent la composition actuelle d'un manteau qui aurait fondu respectivement dans le champ du spinelle et du grenat, le rond blanc représentant la composition actuelle du manteau convectif. D'après communication personnelle de Mary Reid, carte de Fitton et al. (1988) et Carlson and Nowell (2001).	40
195	2.1.1	Histogramme 2D montrant l'évolution au cours du temps de la répartition géographique des analyses isotopiques du Pb des roches plutoniques acides. Deux histogrammes montrent la répartition des publications et du nombre de données au cours du temps.	45
200	2.1.2	Répartition géographique des données isotopiques du Plomb sur minerais sulfurés, sur feldspaths et sur roches totales. Le dernier encart montre l'ensemble des données.	46

TABLE DES FIGURES

205	2.1.3	Carte topographique montrant la répartition des échantillons collectés pendant la mission de terrain. Les losanges indiquent les échantillons en enclaves dans des roches intrusives, les ronds représentent les roches hôtes des enclaves ou des roches totales. Les symboles en blanc marquent les échantillons où les feldspaths ont été séparés du reste de la roche. Les localisations des roches photographiées dans les figures suivantes sont aussi indiquées. Données topographique Shuttle Radar Topography Mission, 90m.	48
210	2.1.4	Photographie d'un dyke du cône C387 du champ volcanique de San Francisco (a). L'échelle est donnée grâce à Cin-Ty Lee (Rice University) et Mary Reid (Northern Arizona University) qui ont apporté leur aide lors des premiers jours de la mission de terrain. Les enclaves granitiques retrouvées dans les dykes montrent des interpénétrations de magma (b), et nous retrouvons également des gneiss (c). L'interpénétration du magma dans l'enclave est clairement visible par observation microscopique de lames minces (d). La 'objet faisant office d'échelle mesure 2 cm.	49
215	2.1.5	Photographie d'une intrusion ultramafique (a) et d'une intrusion de type lamprophyre avec dyke (b). La minéralogie montre souvent des marques de métamorphisme comme la chlorite montrant un métamorphisme léger (c), et nous allons jusqu'à l'anatexie avec des granulites (d).	50
220	2.1.6	Photographie du socle Paléo-Proterozoïque à l'est de Four Corner (a) et intrusion de type lamprophyre au nord-ouest du Colorado Plateau (b). La lame mince montre la limite entre une inclusion granitique à gauche et la roche hôte lamprophyre à droite (c).	51
225	2.1.7	Photographie de filons de microgranite dans un granite Paléo-Proterozoïque (a) et jonction entre un ortho-gneiss et un para-gneiss (b). Ces gneiss montrent parfois des niveaux à amphiboles (c).	52
230	2.1.8	Photographie d'intrusions de lamprophyre (a et b) et intrusion basaltique (c) contenant des enclaves crustales. Les lamprophyres un peu plus différenciées ne possèdent pas d'enclave mais montrent des xeno-cristaux de feldspaths potassiques, souvent centimétriques (d).	53
235	2.1.9	Photographies montrant une intrusion de l'orogénèse Laramide au premier plan devant le socle cristallin daté à 1.4 Ga (a) et intrusion tertiaire associée à une mine de Terre Rares (MolyCorp's mine) (b).	54
240	2.1.10	Photographies montrant une intrusion plutonique mafique au sud-est du Colorado Plateau, contenant des enclaves crustales (a), ainsi que ne nombreuses enclaves sédimentaires (b), et photographie montrant le socle affleurant au sud-ouest du plateau, à la transition vers le Basin and Range (c).	55
	2.1.11	Comparaison des concentrations de standards mesurées avec leur valeurs de référence. Valeurs standards d'après l'USGS, le CRPG Nancy et Raczek et al. (2000).	60
	2.1.12	Rendement de la séparation du Plomb des autres ions de la matrice par chromatographie ionique.	61

245	2.1.13 Comparaison des masses d'échantillon avant et après le lessivage, exprimé en perte de masse par rapport à la masse initiale de l'échantillon (gauche). Le symbole rouge indique la moyenne de tous les échantillons avec l'écart-type. La masse de certains éléments chimiques dans l'échantillon avant lessivage a également été comparée à la masse des mêmes éléments dans le	
250	liquide de lessivage (droite). La proportion de la masse d'un élément dans le liquide par rapport à la masse initiale indique la perte de masse. . . .	62
	2.1.14 Schéma des modules du spectromètre de masse MC-ICP-MS Thermo Neptune Plus. Le faisceau de particules est dessiné en rouge, les deux secteurs discriminants sont le secteur électrostatique (ESA) et le secteur magnétique qui permettent un tri en énergie et en masse respectivement. Modifié d'après Thermo.	64
255	2.1.15 Composition isotopique en Plomb des standards de l'USGS comparée aux données de la littératures (Woodhead and Hergt, 2000; Weis et al., 2005, 2006) et à la valeur du Plomb commun de Stacey and Kramers (1975). . .	67
260	2.1.16 Composition isotopique en Plomb d'un échantillon et de son résidu de lessivage.	68
265	2.2.1 Carte du volcanisme ouest U.S.A montrant les principales régions. SAFZ : San Andreas Fault Zone, BP : Big Pine, N : Nova, DV : Death Valley, NTS : Nevada Test Site, WMD : Western Mojave Desert, C : Cima, LC : Lunar Crater, G : Geronimo, MD : Mogollon-Datil, HP : Hopi Buttes, M : Navajo, GC : Grand Canyon, SF : San Francisco volcanic field, A : Amalia, EB : Espanola Basin, LM : Los Mogotes, MT : Mount Taylor, T : Taos Plateau, SLH : San Luis Hill, EH : Elkhead, LH : Leucite Hills, Y : Yampa and Yarmoni, FT : Flat Tops, and RC : Raton-Clayton. D'après Beard and Johnson (1997).	69
270	2.2.2 Affinité des éléments pour le complexe de fluorure de Calcium et Magnésium. D'après les données de Blichert-Toft et al. (1997).	72
275	2.2.3 Schéma du protocole de purification chimique du Nd et de l'Hf à partir de la même attaque. Protocole d'après Blichert-Toft et al. (1997); Blichert-Toft (2001); Blichert-Toft et al. (2005)	73
	4.1.1 ε_{Hf} versus ε_{Nd} (gauche) et $\Delta\varepsilon_{Hf}$ versus ε_{Nd} (droite) des roches de type MORB. $\Delta\varepsilon_{Hf}$ est l'écart à la droite dessinée par les OIB, le Mantle Array (Vervoort and Blichert-Toft, 1999). L'échelle a été choisie pour être identique à celle de la figure 4.3. Données d'après Meyzen et al. (2007). .	138
280	4.1.2 ε_{Hf} versus ε_{Nd} (gauche) et $\Delta\varepsilon_{Hf}$ versus ε_{Nd} (droite) des roches de type OIB. D'après les données de Stracke et al. (2003).	139
285	4.1.3 ε_{Hf} versus ε_{Nd} (gauche) et $\Delta\varepsilon_{Hf}$ versus ε_{Nd} (droite) des basaltes continentaux de l'ouest U.S.A. Les régions volcaniques et les couleurs sont équivalentes à la figure 2.2.1. Données de la littérature d'après la table 4 de l'annexe 1. Les traits en bleu et rouge définissent les champs des MORB et des OIB respectivement, d'après les données de la figure précédente. . .	140

TABLE DES FIGURES

	B.1	Rendement de la conservation des éléments dans la phase aqueuse après extraction liquide-liquide par acide chlorhydrique à 8 mol.L^{-1} et isopropyl-ether, avec et sans ajout d'acide fluorhydrique à 0.05 mol.L^{-1}	191
290	B.2	Rendement de la purification des REE et d'autres éléments lithophiles par formation de sulfures de nickel dans les conditions de concentration d'une météorite de fer.	192
	B.3	Dépôt de nickel métallique issu d'une solution ionique sur une plaque de nickel lors d'une expérience d'électrolyse.	193
295	B.4	Rendement de la contre-extraction des REE du solvant TBP par divers solvants et par utilisation de résines échangeuses d'ions.	194

Liste des tableaux

	1.1	Paramètres de désintégration radioactive des isotopes pères du plomb. Données d'après Jaffey et al. (1971).	21
300	2.1	Protocole de lessivage. La température de 120-125°C est choisie pour accélérer la cinétique, tout en limitant les pertes d'HCl volatile dans le filletage des bechers. Les ultrasons appliquent une contrainte mécanique de l'acide sur l'échantillon solide.	58
	2.2	Protocole de séparation du Plomb, sur colonne de 0.5 mL de résine AG1-X8, 100-200 mesh.	59
305	2.3	Configuration des collecteurs du Thermo Neptune Plus pour l'isotopie du Plomb. IC signifie compteur d'ions et L/B signifie cage de Faraday en position basse ou haute respectivement.	65
	2.4	Nombre d'analyses isotopiques de l'Hafnium de la littérature, en fonction des régions volcaniques. GP : Great Plains, RM : Rocky Mountains, CP : Colorado Plateau, ETZ : East Transition Zone, WTZ : West Transition Zone, sBR : southern Basin and Range, nBR : northern Basin and Range, GB : Great Basin.	70
310	2.5	Nombre d'analyses isotopiques de l'Hafnium réalisées lors de cette étude. .	71
315	2.6	Protocole de séparation des REE de la matrice silicatée sur colonne de 3 mL de résine AGW50-X8, 200-400 mesh.	74
	2.7	Protocole de séparation du Néodyme des autres Terres Rares sur colonne en quartz de 2 mL avec la résine LN Spec. Pour la résine de fabrication artisanale, les volumes sont équivalents sauf le volume d'élimination de la matrice qui est de 3 mL et le volume de collection du Néodyme qui est de 15 mL.	74
320	2.8	Configuration des collecteurs (L/B pour cage de Faraday en position basse ou haute respectivement) du Nu Instrument 500 pour la mesure des isotopes du Néodyme.	75
325	2.9	Protocole de séparation des éléments HFSE tels que Hafnium-Zirconium-Titane sur une colonne avec 2 mL de résine AGW1-X8, 100-200 mesh. Le nettoyage de la colonne se fait par alternance de 6N HCl* et H ₂ O.	77

LISTE DES TABLEAUX

330	2.10	Protocole de séparation de l'Hafnium et Zirconium sur une colonne avec 2 mL de résine AGW50-X8, 200-400 mesh. Pour l'élution de la matrice, on utilise une solution de 60 mL de 2.5N HCl* à laquelle on ajoute 240 μ L de H_2O_2	77
	2.11	Configuration des collecteurs du Nu Instrument 500 pour la mesure des isotopes de l'Hafnium.	78

Introduction

335 La planète Terre est chimiquement bimodale. Les deux ensembles noyau métallique et
manteau/croûte silicaté sont dynamiques. La convection de la partie liquide du noyau
engendre un champ magnétique et la convection mantellique est à l'origine du mouvement
des continents en surface. La croûte sous les océans est jeune, avec un âge de l'ordre de
la centaines de millions d'années (Ma), car elle est recyclée dans les zones de subduction.
340 Au contraire les continents sont plus vieux, avec un âge de l'ordre de quelques milliards
d'années (Ga), car ils échappent à la convection.

La croûte continentale est couplée à un segment du manteau, l'ensemble formant la li-
thosphère continentale. Cette couche est une limite thermique et rhéologique de la Terre
qui est facile d'accès, par rapports aux couches internes, et qui a été longuement étudiée
345 pour notamment comprendre la survie des continents. Les observations montrent que la
lithosphère continentale est segmentée chimiquement et physiquement. La croûte continen-
tale se sépare en trois sous-ensembles qui sont la croûte supérieure, la croûte intermédiaire,
et la croûte inférieure. Ces trois unités diffèrent chimiquement, avec une composition de
plus en plus basique, c'est à dire pauvre en silice, au fur et à mesure que l'on s'approche de
350 la limite croûte-manteau, le Moho. Le manteau lithosphérique sub-continental est ultraba-
sique et peu de variations chimiques sont observées. La segmentation est principalement
thermique, avec un manteau d'autant plus froid que le continent au-dessus est ancien.

Ces segmentations chimiques et physiques, à la fois latérales et verticales, sont le résultat

des processus de formation, de déformation, et de recyclage de la lithosphère continentale.

355 Etudier la structure de la lithosphère continentale, c'est comprendre ces processus. De nombreuses approches ont été utilisées au cours de ce siècle et du siècle dernier. La physique, notamment avec la sismologie, permet de dresser l'ensemble des structures. Mais la lithosphère continentale offre des échantillons, dont l'étude chimique contraint leur nature. Ces échantillons sont des roches qui affleurent mais qui proviennent des parties internes
360 de la lithosphère. Leur remontée vers la surface s'opère principalement par des processus tectoniques et/ou l'érosion des continents. Les laves, notamment basiques, remontent également des enclaves de roches crustales et mantelliques. La quantité d'échantillons issus des enclaves est plus faible que les échantillons qui affleurent, mais certaines roches ne sont accessibles que par les enclaves volcaniques et leur étude permet de dresser la structure
365 verticale de la lithosphère. La composition même des laves nous informe sur la nature de leurs sources et ces données s'ajoutent aux roches qui affleurent, principalement de nature crustale, et aux enclaves volcaniques, de nature crustale et mantellique.

C'est à partir de ces échantillons directs de la lithosphère continentale que se base ce projet de thèse, avec un questionnement en trois parties. La première question est : que
370 nous apporte ces échantillons ? Pour répondre à cette première question, nous étudierons la composition isotopique du plomb (Pb) des échantillons de la croûte continentale qui affleurent ou qui sont remontés via des enclaves volcaniques. L'outil isotopique identifie la source et l'âge des roches. Ainsi, la compilation de données à l'échelle d'un continent aide à dresser les structures latérales et verticales de la croûte continentale. La quantité d'échan-
375 tillon mantellique étant limitée aux enclaves, nous utiliserons la composition isotopique du néodyme (Nd) et de l'hafnium (Hf) des laves basiques récentes pour contraindre les différentes sources mantelliques sub-continentales de nature et d'âge différents. La deuxième question est : les structures isotopiques établies sont-elles en accord avec les structures établies par d'autres observations, comme la sismologie ? Pour répondre à cette deuxième

question, nous comparerons directement la cartographie isotopique du Pb de la croûte aux données sismiques, notamment de tomographie et de fonctions récepteur, afin de dégager des éventuelles similitudes. Ces mêmes données sismiques seront comparées aux compositions isotopiques du Nd et de l'Hf des laves qui reflètent la nature et l'âge des sources mantelliques. Le lien entre les deux approches se fera par l'estimation thermo-barométrique de la mise en place des laves à partir des concentrations en éléments majeurs des magmas. La dernière question est : quelles informations nous apportent ces observations sur la dynamique de la lithosphère continentale ? Pour répondre à cette ultime question, nous combinerons les informations issues des isotopes ainsi que les similitudes avec la sismologie pour reconstruire la dynamique crustale à l'échelle d'un segment de continent et la dynamique mantellique à l'échelle d'une province géologique.

Pour répondre à ces trois questions, nous travaillerons sur des zones précises à savoir l'ouest U.S.A. pour la croûte continentale et le Colorado Plateau (CP) aux U.S.A. pour le manteau sub-continental. Ces régions ont l'avantage d'être associées à de nombreuses données isotopiques, chimiques et sismiques, données qui ont révélé une structure complexe de la croûte et du manteau sub-continental. Cette structure est la conséquence de la forte dynamique au sein du continent américain, du Protérozoïque à l'actuel. Ainsi l'ouest U.S.A. est une zones attractive pour étudier la dynamique de la croûte continentale et du manteau sub-continental. Le chapitre 1 décrit la croûte continentale de l'ouest U.S.A. et l'apport des isotopes du Pb. Il décrit également le manteau sub-continental sous le CP et l'apport des isotopes du Nd et de l'Hf. Le chapitre 2 détaille la compilation de données isotopiques du Pb de la croûte continentale ouest américaine, l'acquisition de nouvelles données de Pb d'enclaves crustales sur le CP, ainsi que le protocole analytique des isotopes du Pb. Dans une deuxième partie, ce chapitre détaille les données Nd et Hf des roches volcaniques du CP qui sont retrouvées dans la littérature. Les protocoles analytiques du Nd et de l'Hf ayant servi à obtenir des nouvelles données sont également présentés dans cette partie. Dans

le chapitre 3, la cartographie isotopique du Pb des roches crustales de l'ouest U.S.A. est comparée aux données sismiques de la lithosphère sous-jacente, afin d'étudier la structure et la dynamique de la croûte continentale à l'échelle de ce segment de continent. Dans le chapitre 4, les analyses isotopiques du Nd et de l'Hf de laves basiques du CP sont
410 comparées aux données sismiques du manteau, afin de contraindre la structure mantellique sub-continentale et la dynamique à l'origine de la formation des magmas récents. Enfin, nous ferons le point avec les conclusions et les perspectives de cette étude.

Introduction, matériels et méthodes

Chapitre 1

L'ouest U.S.A. à travers les isotopes du plomb, du néodyme et de l'hafnium

L'ouest U.S.A. est une région propice à l'étude de la structure isotopique de la lithosphère continentale, pour la comparer ensuite à la structure sismique. Le premier argument est géologique. L'ouest U.S.A est une accretion de segments crustaux, d'un craton Archéen à l'est jusqu'à un arc actif à l'ouest. De nombreuses marques de déformation se superposent à cette structure, montrant des mouvements extensifs et compressifs qui illustrent la forte dynamique de la région. Le deuxième argument est géochimique. Les premières analyses isotopiques du Pb ont été réalisées sur des roches ignées de l'ouest U.S.A. et les données isotopiques et chimiques se sont multipliées à tel point qu'une base de données lui est dédiée, NAVDAT, regroupant également les analyses de nombreuses laves. Enfin, le dernier argument est géophysique. Les U.S.A. sont aussi pionniers dans l'étude sismique et de nombreux réseaux ont été mis en place sur le sol américain. Le dernier en date, l'USArray du projet EarthScope est un réseau flexible de longue durée et à haute résolution spatiale, ayant donné lieu à de nombreux modèles et observations.

Tous ces arguments font de l'ouest U.S.A. un cadre idéal pour étudier la composition

isotopique de la lithosphère continentale et la comparer ensuite aux données sismiques acquises sur cette région. Ce chapitre est divisé en deux sous-parties qui décriront les zones d'étude et les données isotopiques du Pb sur roche plutonique acide de l'ouest U.S.A., et du Nd et de l'Hf sur roche volcanique basique du Colorado Plateau (CP).

1.1 La croûte continentale de l'ouest U.S.A et les isotopes du plomb

1.1.1 Caractéristiques géologiques, géophysiques et géochimiques

La croûte continentale ouest Américaine présente en surface des roches sédimentaires, magmatiques et métamorphiques de presque tous les éons (Fig. 1.1.1). De grandes provinces géologiques se dessinent (Fig. 1.1.2) et montrent que la croûte est segmentée, avec des domaines d'âge et de nature différents. Les roches sédimentaires et volcaniques sont minoritaires par rapport au volume total de la croûte continentale, mais ces roches recouvrent la majorité de la surface. Il faut en faire abstraction afin d'étudier les roches plutoniques, représentatives de la composition crustale. Les roches les plus vieilles sont Archéennes à l'est de la zone, où l'on retrouve également de nombreuses formations Protérozoïques, avec une majorité de roches datées à 1.7-1.8 Ga (Whitmeyer and Karlstrom, 2007). A l'ouest les roches sont plus récentes, majoritairement Paléozoïques, Mésozoïques et Cénozoïques et même Quaternaires, avec la présence d'un arc actif (Dickinson, 2006). De nombreuses marques de déformations se sur-imposent à ces formations (Humphreys and Coblenz, 2007). Des mouvements extensifs se retrouvent à la fois sur de grandes surfaces, comme dans le Bassin and Range, mais aussi dans des régions localisées comme le Rio Grande rift. Des mouvements compressifs sont également présents au niveau des hauts reliefs comme les

Montagnes Rocheuses. Ces mouvements tectoniques sont liés à la forte dynamique autour de la marge active, notamment lors des 100 derniers Ma (Fig. 1.1.3). Ces arguments géo-
 455 logiques montrent que l'on peut tester les datations des roches plutoniques par isotopie du Pb sur une large gamme d'âges, tout en étudiant l'influence de la déformation crustale sur les rapports isotopiques.

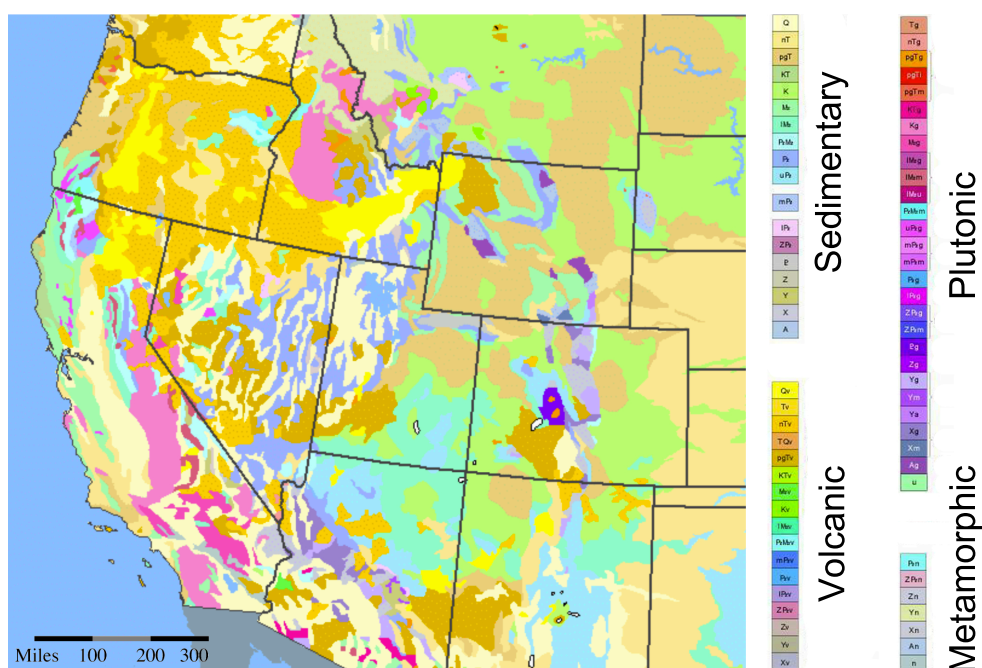


FIGURE 1.1.1: Carte géologique de l'ouest U.S.A., à partir des données de l'United States Geological Survey (USGS). Tous les types de roches sont présents en surface (sédimentaire, volcanique, plutonique, et métamorphique), de l'Archéen au Quaternaire. D'après nationalatlas.gov.

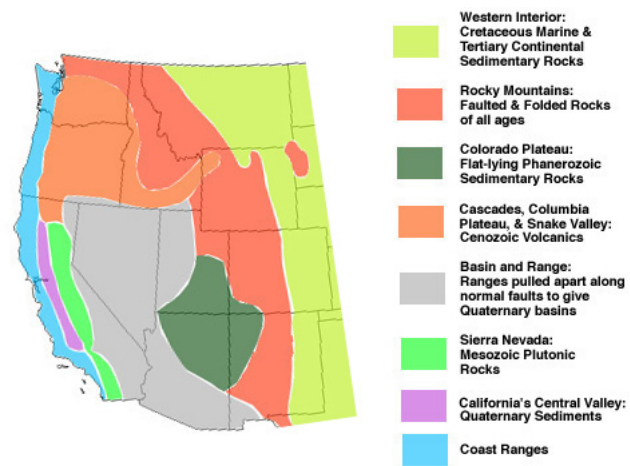


FIGURE 1.1.2: Schéma des grandes provinces géologiques de l'ouest U.S.A. D'après gly.uga.edu.

1.1 La croûte continentale de l'ouest U.S.A et les isotopes du plomb

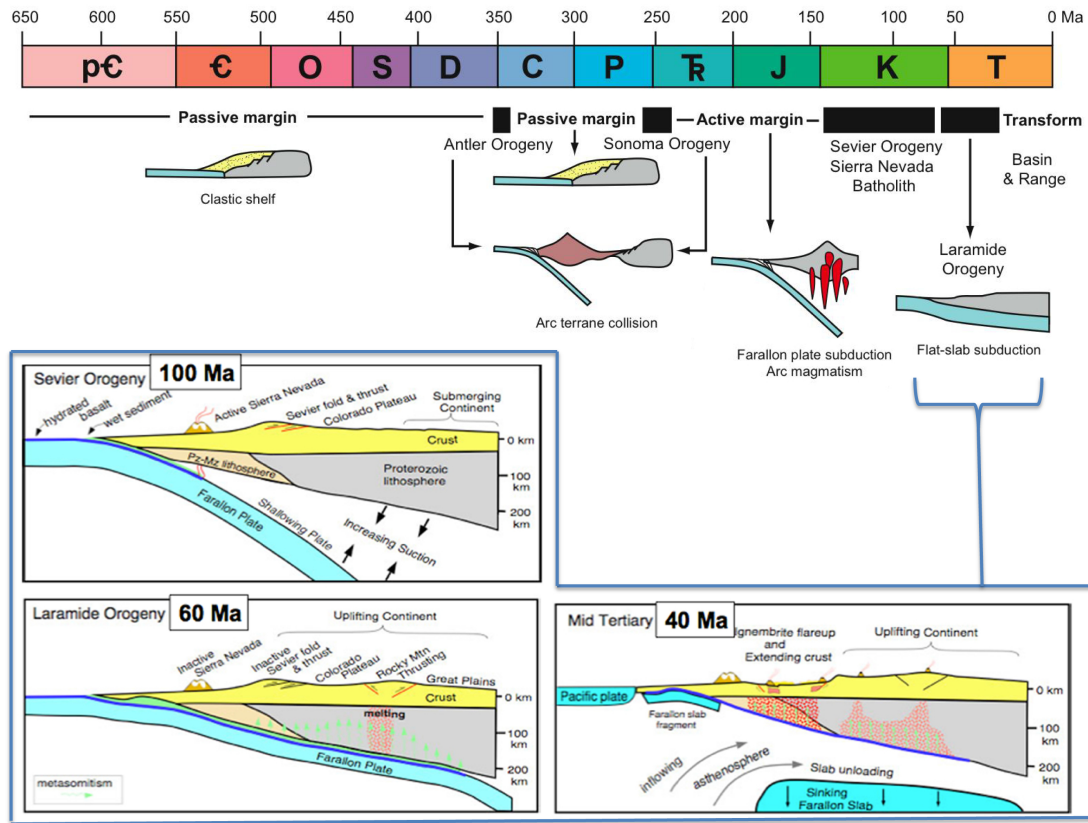


FIGURE 1.1.3: Schéma de la dynamique de l'ouest U.S.A. de la fin du Protérozoïque jusqu'à aujourd'hui, avec un vue en détail des derniers 100 Ma. D'après communication personnelle de Gene Humphreys et reproduction autorisée par Emily Chin.

L'étude de la croûte continentale n'est pas réduite aux observations des roches qui affleurent. De nombreuses études ont été menées afin de décrypter les structures et la nature des roches en profondeur. La géophysique, et particulièrement la sismologie est bien adaptée pour étudier à distance les structures profondes. Les travaux ont démontré que la croûte est hétérogène, verticalement et horizontalement (Allmendinger et al., 1983; Smithson and Johnson, 1989; Snelson et al., 1998; Keller et al., 1998; Keller and Baldrige, 1999). L'épaisseur de la croûte est en partie corrélée avec la topographie (Pakiser, 1963), ce qui s'explique par le fait que les déformations extensives (Fig. 1.1.4) ou compressives (Fig. 1.1.5) affectent la croûte sur toute son épaisseur. La tomographie des ondes sismiques met

en évidence des variations de vitesses suivant les formations géologiques que l'on retrouve en surface (Yang et al., 2008). Ces variations de vitesses sont principalement liées à des différences chimiques, lesquelles ont une influence sur la déformation des provinces géologiques (Lowry and Perez-Gussinye, 2011). Les indices de déformation ne se retrouvent pas qu'en surface, l'étude de l'anisotropie sismique révèle des déformations sur l'ensemble de la croûte (Moschetti et al., 2010).

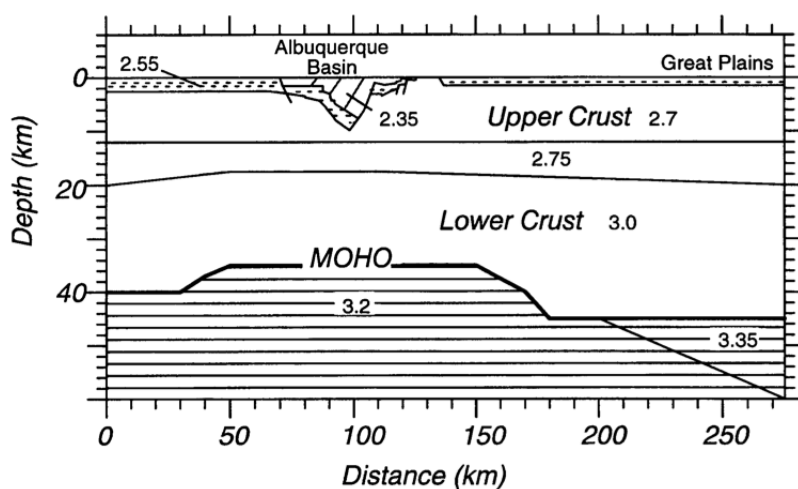


FIGURE 1.1.4: Coupe sismique du Rio Grande Rift montrant l'effet de l'amincissement crustal sur la topographie et la profondeur du Moho. D'après Keller and Baldrige (1999).

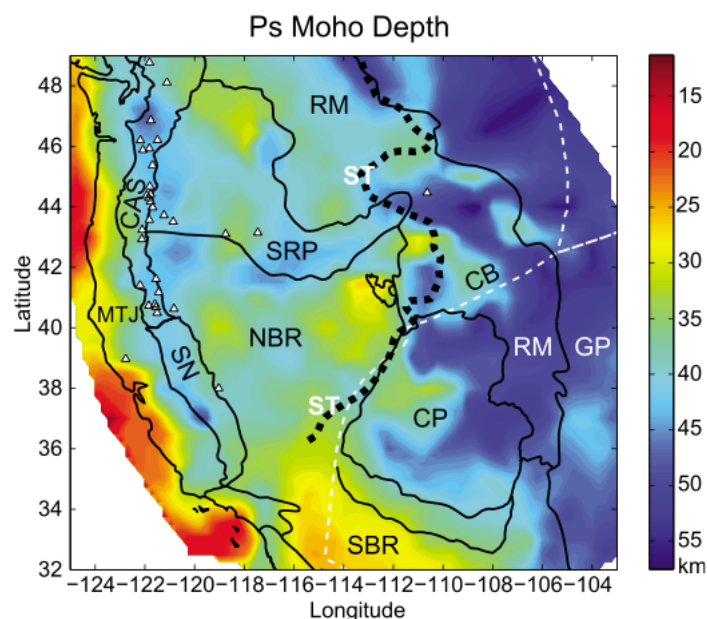


FIGURE 1.1.5: Profondeur sismique du Moho à partir de la conversion des ondes P en ondes S. Les traits noirs continus montrent les provinces géologiques de surface. La ligne épaisse en pointillé marque le front de chevauchement Sevier avec un épaissement marqué de la croûte vers l'est du front dû au chevauchement. D'après Levander and Miller (2012).

A cause de la forte couverture sédimentaire sur le continent américain (Fig. 1.1.6), peu de roches plutoniques et métamorphiques sont accessibles en surface. L'étude de la composition de la croûte peu se faire en isolant les roches intrusives, dont les analyses chimiques ont été regroupées dans la base de données NAVDAT. Celle-ci nous montre que la chimie des roches plutoniques et métamorphiques est principalement acide, c'est à dire riche en silice ($SiO_2 > 60\%pds$) (Fig. 1.1.7). Cette acidité indique que la source des plutons est principalement dans la croûte supérieure même si des teneurs en silice plus faibles, notamment pour les roches métamorphiques, semblent indiquer des sources plus profondes dans la croûte (Rudnick and Gao, 2003). La cartographie du taux de silice des roches plutoniques de l'ouest U.S.A. permet difficilement d'isoler des structures et ces provinces chimiques sont souvent en contradiction avec les provinces chimiques dessinées par d'autres éléments (fig. 1.1.8). La raison est que de nombreux facteurs influencent la composition

chimique des roches granitoïdes (Clemens and Stevens, 2012). Ces facteurs sont la ou les sources de la roche, mais aussi les processus de fusion et de cristallisation du magma. Ces paramètres permettent de définir des caractéristiques chimiques des types de granitoïdes suivant le contexte géodynamique dans lequel ils se forment (Barbarin, 1999). Les roches acides plutoniques de l'ouest U.S.A. révèlent plusieurs contextes géodynamiques, sans que l'on puisse définir des provinces marquées par un contexte géodynamique particulier (Fig. 1.1.9). Ces résultats sont l'illustration de la complexité de l'histoire géodynamique de la croûte ouest américaine, car de nombreux épisodes se sont succédés dans le temps et se sont géographiquement chevauchés.

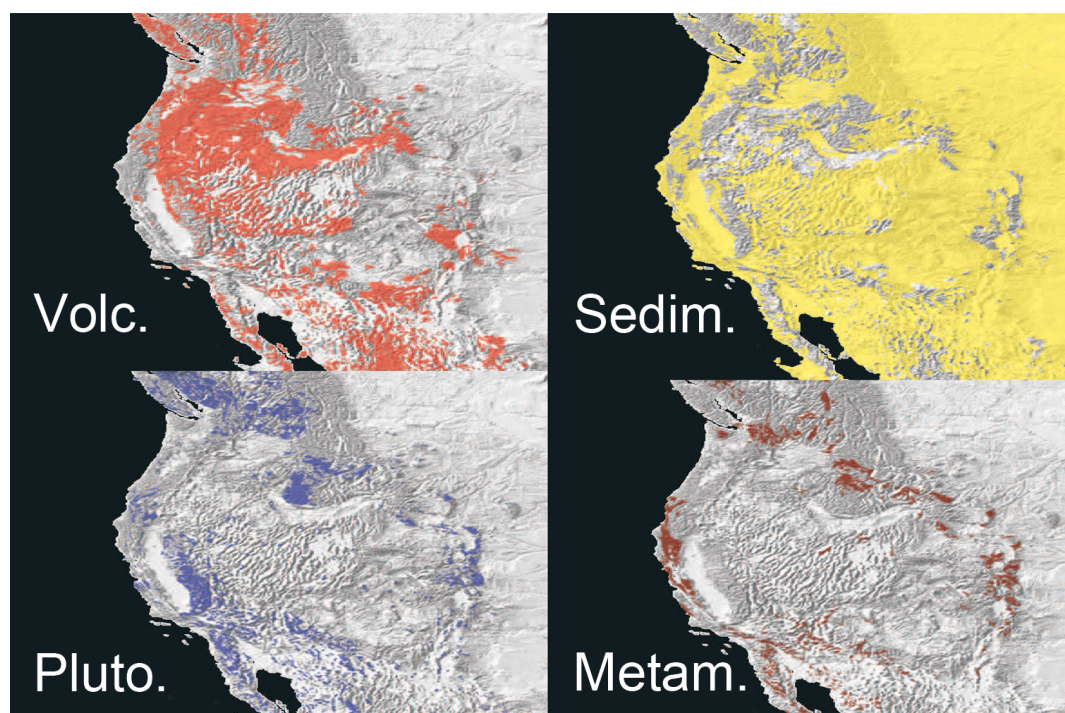


FIGURE 1.1.6: Distribution géographique des roches volcaniques, sédimentaires, plutoniques et métamorphiques à la surface de l'ouest U.S.A. Modifié d'après l'USGS.

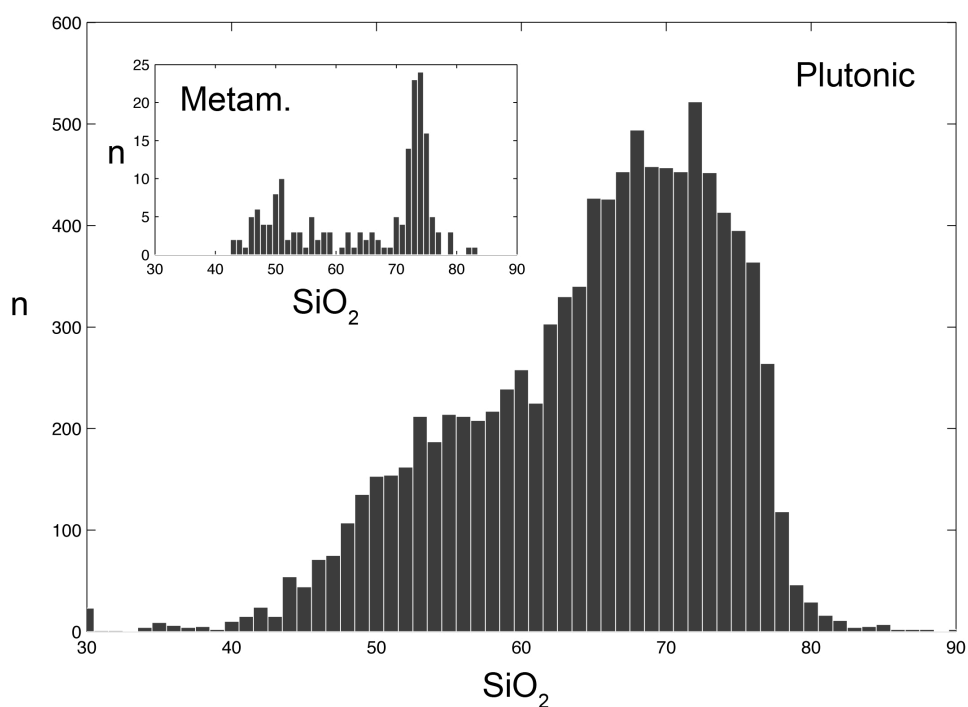


FIGURE 1.1.7: Histogramme de la concentration en silice des roches plutoniques et métamorphiques de l'ouest U.S.A. D'après les données de NAVDAT.

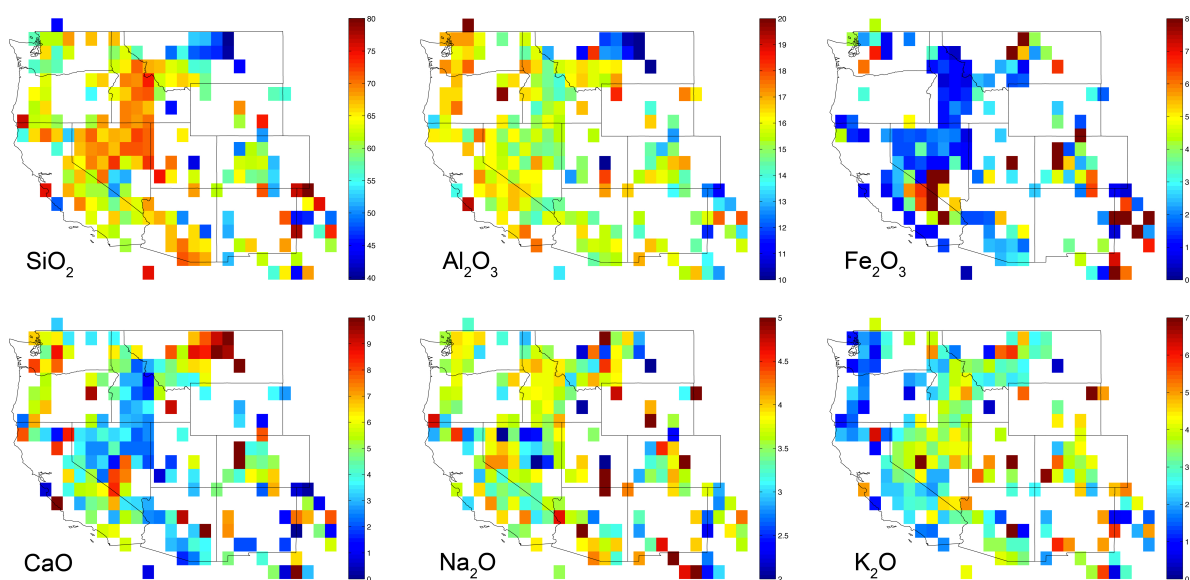


FIGURE 1.1.8: Distribution spatiale de la concentration des principaux éléments majeurs des roches plutoniques de l'ouest U.S.A. D'après les données de NAVDAT.

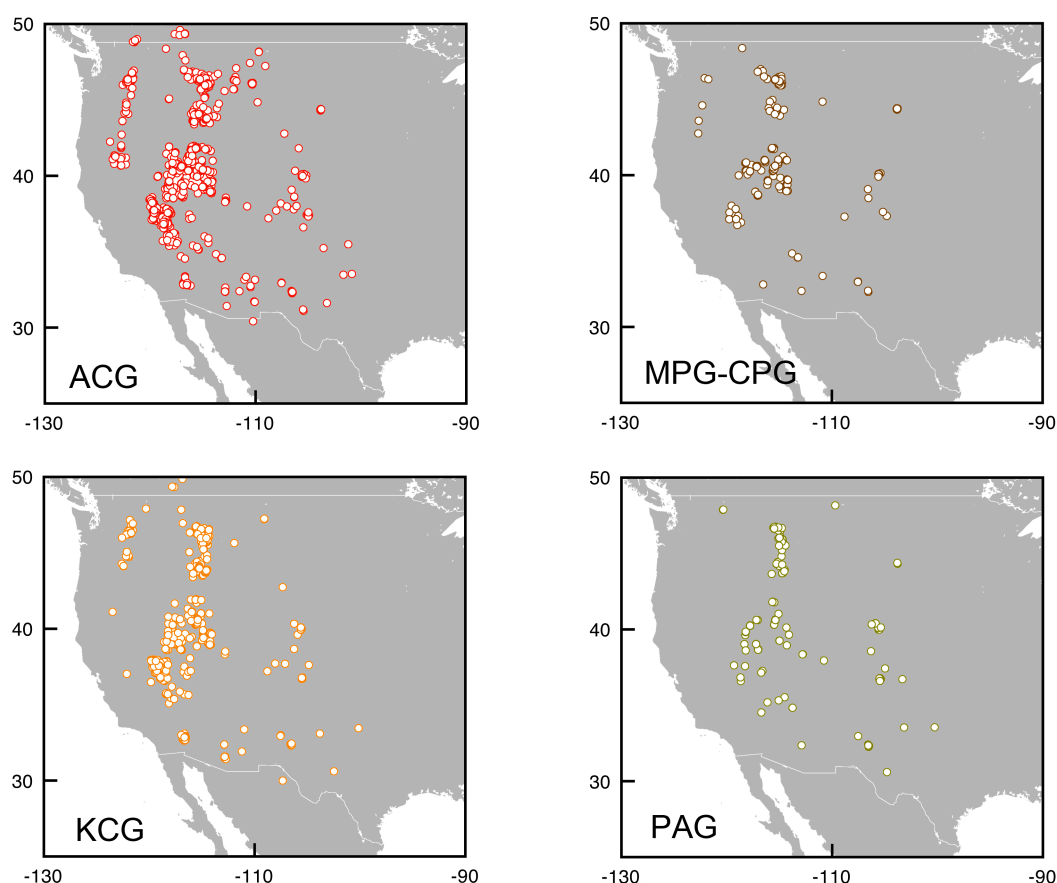


FIGURE 1.1.9: Distribution spatiale des granitoïdes ayant les caractéristiques chimiques de divers environnements géodynamiques. ACG sont des granitoïdes d'arc, MPG-CPG sont des granitoïdes d'anatexie formés par collision continentale, KCG sont des granitoïdes de transition formés par relaxation mécanique entre des épisodes de collision ou après une collision, enfin PAG sont des granitoïdes formés par extension crustale. D'après les données de NAVDAT et la classification de Barbarin (1999).

La croûte supérieure n'est pas le seul niveau directement accessible par les affleurements, mais les données de la croûte intermédiaire et inférieure sont limitées. Que ce soit par les affleurements ou par les enclaves volcaniques, la composition de la croûte intermédiaire et inférieure apparaît plus basique que la croûte supérieure. Mais il est difficile d'estimer la profondeur de mise en place des roches, et de déterminer la nature du protolite des roches métamorphiques. De plus, les variations chimiques d'une localisation donnée sont

500 du même ordre que les variations à l'échelle du continent, à cause d'une grande variété chimique/minéralogique des enclaves de la croûte intermédiaire et inférieure (Kay and Kay, 1981).

Au final, la structure chimique du continent ouest américain est complexe du fait de sa longue histoire de formation et de déformation crustale. Les concentrations des éléments
505 majeurs et traces reflètent cette complexité et pour étudier les structures de la croûte, il est pas conséquent nécessaire d'utiliser des systèmes isotopiques radiogéniques qui permettent de contraindre la nature de la source des roches tout en apportant une contrainte de temps.

1.1.2 Caractéristiques isotopiques

La concentration des éléments chimiques dans une roche dépend de nombreux facteurs
510 comme la composition de la source ou l'influence des processus de formation, le métamorphisme et d'altération de la roche. Certains rapports isotopiques permettent de s'affranchir de certains processus. Les isotopes radiogéniques lourds ne sont pas fractionnés pendant la fusion d'un solide ou la cristallisation d'un magma et vont ainsi refléter la composition de leur source. De plus, ces isotopes radiogéniques permettent de placer une contrainte de
515 temps sur la formation des roches, ce qui en fait de bons outils pour étudier la structure de la croûte continentale. Plusieurs systèmes isotopiques radiogéniques existent et sont utilisés.

Le système Rubidium-Strontium (Rb-Sr) a été l'un des premiers systèmes isotopiques à être utilisé avec le Pb. ^{87}Rb décroît par radioactivité en ^{87}Sr , avec une demi-vie de 49 Ga.
520 Les premiers spectromètres de masse avaient une faible sensibilité et donc seulement les phases riches en Rb ou Sr étaient mesurées. Les minéraux riches en Rb produisent rapidement du Sr radiogénique. En comparant le rapport mesuré à l'actuel à un rapport initial

fixé, un âge modèle peut être obtenu (Hurley et al., 1962). Les datations par âge modèle ne prennent pas en compte les variations du rapport initial (Compston and Jeffery, 1959),
525 elles ont été remplacées par les datations avec la méthode des isochrones qui permet de calculer le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial d'un système fermé (Nicolaysen, 1961). La cartographie du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial des roches ignées de l'ouest U.S.A. a mis en évidence des variations géographiques indépendamment de l'âge Mésozoïque des granites ou Cénozoïque des basaltes et des andésites (Fig. 1.1.10) (Kistler and Peterman, 1973, 1978; Farmer
530 and DePaolo, 1983, 1984; Kistler, 1990). Ces variations géographiques ont été interprétées comme reflétant l'échantillonnage de deux types de croûte aux caractéristiques chimiques et isotopiques distinctes, l'une Protérozoïque à l'est et l'autre Phanérozoïque à l'ouest avec une ligne d'iso-valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial de 0.706 comme limite entre les deux blocs.

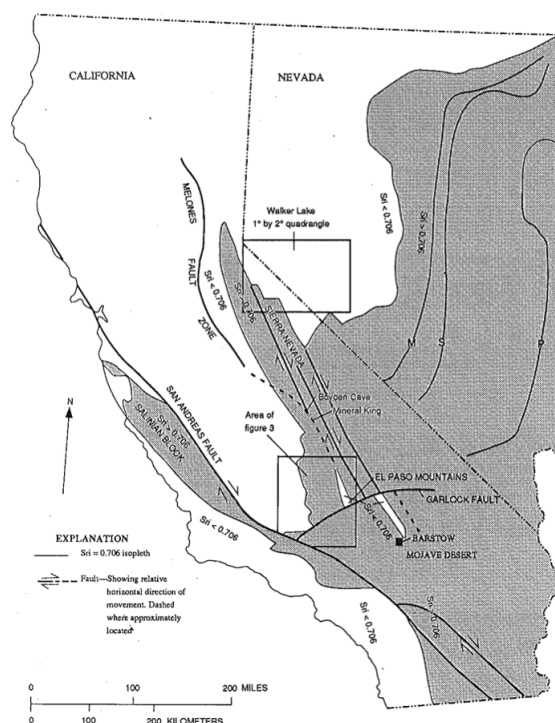


FIGURE 1.1.10: Cartographie isotopique des formations plutoniques de l'ouest U.S.A. montrant les régions où le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial supérieur à 0.706 (gris), interprété comme reflétant l'échantillonnage de croûte Protérozoïque. D'après Kistler (1990).

Dans le système isotopique samarium-néodyme (Sm-Nd), le ^{147}Sm décroît en ^{143}Nd avec une demi-vie de 106 Ga. Les premières mesures Sm-Nd sur roches terrestres (DePaolo and Wasserburg, 1976a,b) ont montré que les roches plutoniques Archéennes avaient un rapport initial en accord avec l'évolution du réservoir chondritique uniforme (CHUR) contrairement aux roches basaltiques des rides (MORB) ou aux basaltes alcalins. Une notation de déviation par rapport à la composition chondritique ou ε_{Nd} a été instaurée. Cette déviation permet de calculer un âge modèle c'est à dire l'âge à partir duquel le matériel crustal a dévié du CHUR (DePaolo, 1980). Ces datations par âge modèle Nd ont été appliquées aux roches de l'ouest Américain (DePaolo, 1981b,a) pour établir une cartographie isotopique (Fig. 1.1.11) (Bennett and DePaolo, 1987; DePaolo et al., 1991). La lecture de ces cartes montre l'empilement de segments crustaux de plus en plus jeune en allant vers l'ouest pour

les roches Mésozoïques et vers le sud-est pour les roches Précambriennes. Ces empilements ont été interprétés comme des ajouts épisodiques de matériel crustal autour d'un noyau cratonique, conformément à ce qui avait pu être observé avec le système isotopique Rb-Sr (Hurley et al., 1962) ou potassium-argon (K-Ar) (Hurley and Rand, 1969), mais avec une
550 image plus détaillée pour l'ouest U.S.A.

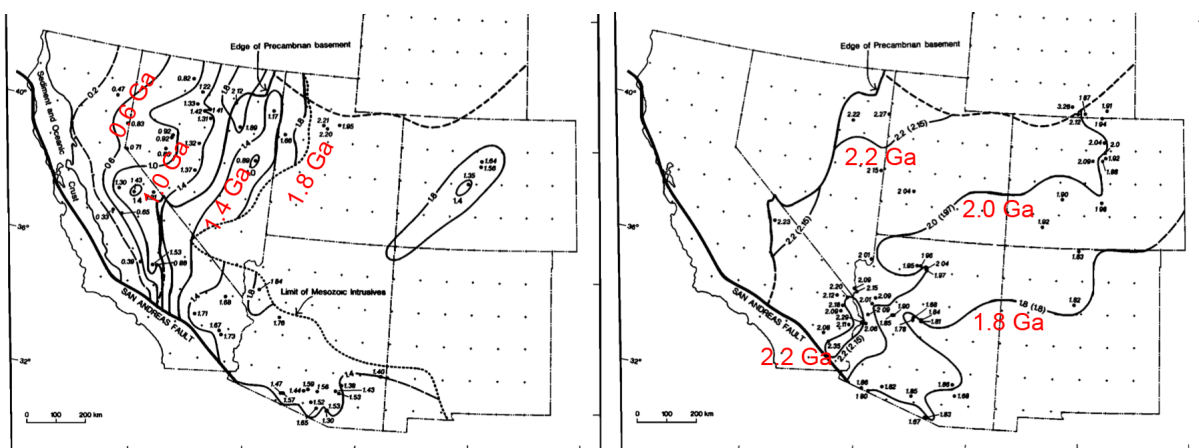


FIGURE 1.1.11: Cartographie des âges modèles néodyme des roches plutoniques Mésozoïques (gauche) et Précambriennes (droite) de l'ouest U.S.A. D'après De-Paolo et al. (1991).

Le système uranium-thorium-plomb (U-Th-Pb) apporte d'avantage d'informations par rapport à un système isotopique radiogénique père-fils puisque trois isotopes radioactifs ^{238}U , ^{235}U , et ^{232}Th se désintègrent sur de longues périodes spécifiques à chaque isotope (Tab. 1.1). Les isotopes radiogéniques formés par désintégration sont ^{206}Pb , ^{207}Pb , et ^{208}Pb
555 respectivement. L'isotope ^{204}Pb étant le seul isotope stable du Pb, il est utilisé comme référence lors de la mesure d'un rapport isotopique. La décroissance radioactive de l'isotope ^{238}U suit l'équation 1.1.1.

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}} = \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \left(e^{\lambda_{238}t} - 1\right) \quad (1.1.1)$$

1.1 La croûte continentale de l'ouest U.S.A et les isotopes du plomb

Element père / Element fils	Temps de demi-vie (Ga)	Constante de désintégration (an^{-1})
$^{238}U/^{206}Pb$	4.47	1.55×10^{-10}
$^{235}U/^{207}Pb$	0.704	9.85×10^{-10}
$^{232}Th/^{208}Pb$	14.0	0.495×10^{-10}

TABLE 1.1: Paramètres de désintégration radioactive des isotopes pères du plomb. Données d'après Jaffey et al. (1971).

Dans cette équation 1.1.1, t est le temps écoulé entre le temps initial (où le système a été fermé) et le temps présent, λ_{238} est la constante de désintégration (Tab. 1.1). Cette
560 équation peut être utilisée pour construire des isochrones dans un diagramme $^{206}Pb/^{204}Pb$ en fonction de $^{238}U/^{204}Pb$ mais la mobilité du Pb (Nicolaysen, 1957) et surtout de l'U (Rosholt and Bartel, 1969; Rosholt et al., 1973) rend difficile la datation U-Pb des roches totales. Les phases riches en U et pauvres en Pb permettent de simplifier les équations en supposant que tout le Pb mesuré est radiogénique. Dans ce cas, l'équation 1.1.1 se simplifie
565 pour obtenir l'équation 1.1.2.

$$\frac{^{206}Pb}{^{238}U} = (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (1.1.2)$$

Cette équation s'applique aux phases uraninite ou monzanite mais leur distribution géographique étant limitée, la phase majoritairement analysée par méthode U-Pb est le zircon. Cette méthode nécessite néanmoins des corrections pour retirer la présence de Pb initial et pour prendre en compte la perte de Pb (Patchett and Samson, 2003). La méthode
570 U-Pb sur zircon est une méthode de datation absolue qui a grandement été utilisée pour étudier les processus de croissance crustale (Condie et al., 2009) et la compilation de ces données a permis d'établir des cartographies des segments crustaux (Whitmeyer and Karlstrom, 2007).

La méthode U-Pb n'est pas la seule méthode disponible. La décroissance radioactive de
575 trois isotopes vers le seul élément Pb permet la datation par méthode Pb-Pb. En écrivant

l'équation 1.1.1 pour l'isotope ^{207}Pb issu de la désintégration de l' ^{235}U et en divisant cette nouvelle équation par l'équation 1.1.1, nous obtenons l'équation 1.1.3 (Nier et al., 1941).

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}}}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{initial}}} = \frac{1}{137.88} \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \quad (1.1.3)$$

Dans l'équation 1.1.3, $1/137.88$ est le rapport $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$, constant à un temps donné. Si une roche se forme à un temps t donné, les compositions isotopiques des minéraux qui la constituent forment une droite dans le graphique $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Cette droite est une isochrone (Houtermans, 1947) et elle n'est fonction que de l'âge et non des concentrations en U ou Pb. Les premières études avec cet outil ont montré que l'âge de la Terre était de l'ordre de 4.5 Ga (Holmes, 1946; Houtermans, 1946), contrairement aux âges précédents sous-estimés (Holmes, 1913). Patterson (1956) a observé que les différents types de météorites s'alignent sur une isochrone à 4.55 Ga, droite où figure les sédiments pélagiques terrestres qui prouvent que la Terre et les météorites sont issues de la même composition isotopique en Pb. Cette droite ou géochrone a été améliorée mais peu modifiée par rapport à son estimation initiale (Amelin et al., 2002; Bouvier and Wadhwa, 2010).

Une isochrone n'a de sens que si le système isotopique reste fermé, sans échange d'éléments entre la formation d'un minéral et sa mesure. La mobilité de U pose des problèmes comme pour la méthode U-Pb sur roche totale. Pour palier à ce problème, des phases riches en Pb et dépourvues de l'U sont mesurées, notamment le sulfure de Pb ou galène. En se formant, ces phases minérales figent la composition isotopique du Pb puisqu'il n'y aura plus d'apport de Pb radiogénique issu de l'U ou du Th au cours du temps. Si t_E est l'âge de la Terre, nous pouvons écrire l'équation 1.1.4 qui est le calcul de l'âge modèle T de formation d'une galène (Holmes, 1946; Houtermans, 1946).

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_T - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{t_E} = \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \left(e^{\lambda_{238}t_E} - e^{\lambda_{238}T}\right) \quad (1.1.4)$$

En considérant que la composition isotopique initiale est identique à la composition primitive de la météorite Canyon Diablo (Tatsumoto et al., 1973; Blichert-Toft et al., 2010b), et en combinant les équations pour ^{207}Pb et ^{206}Pb , nous obtenons l'équation 1.1.5
 600 d'un âge modèle à une étape.

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{Canyon Diablo}}}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{present}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{Canyon Diablo}}} = \frac{1}{137.88} \frac{e^{\lambda_{235}t_E} - e^{\lambda_{235}T}}{e^{\lambda_{238}t_E} - e^{\lambda_{238}T}} \quad (1.1.5)$$

L'équation 1.1.5 permet de tracer des isochrones dans un diagramme Pb-Pb. A partir d'une calibration de galènes d'âges géologiques T connus, nous pouvons tracer une courbe de croissance isotopique. Cette courbe est fonction des constantes de désintégrations, mais aussi du rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ ou μ de la source des galènes. μ se situe généralement entre
 605 7 et 9 mais le fait que les galènes ne se positionnent pas toutes sur la même courbe (Fig. 1.1.12) montre qu'il n'y a pas a priori de μ unique pour la source d'où sont extraits ces minéraux sulfurés. Certains échantillons dits « anormaux » ont même des âges négatifs (Fig. 1.1.12) (Stanton and Russell, 1959).

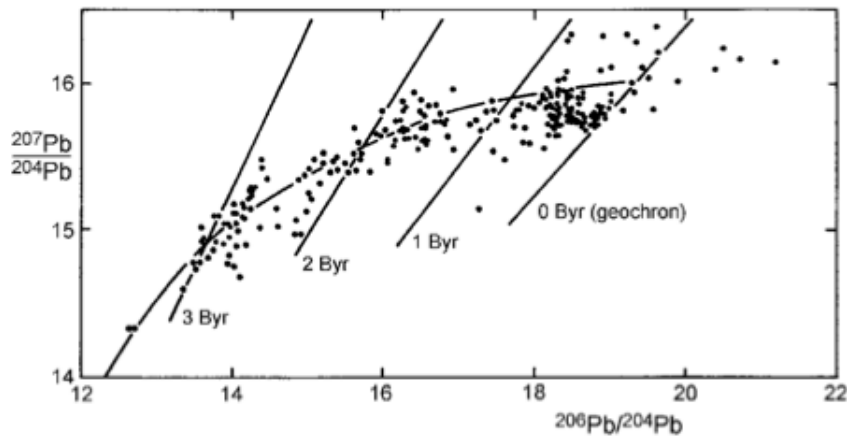


FIGURE 1.1.12: Compilation de la composition isotopique en Pb de galènes d'âges et d'environnements variés. D'après Stanton and Russell (1959).

Pour résoudre les âges négatifs, certaines galènes dites « conformes » ont été sélectionnées.

tionnées d'après des critères géologiques pour ne refléter que la contribution mantellique, sans contamination crustale, pour obtenir un μ de 9. Ce tri d'échantillon n'empêche pas d'obtenir des âges négatifs et une variation de μ incrémentale (Oversby, 1974) ou linéaire (Cumming and Richards, 1975) a été envisagée pour résoudre ce « paradoxe » du Pb. Un modèle d'évolution isotopique en deux étapes a aussi été formulé (Stacey and Kramers, 1975), en contraignant les extrémités de la courbe d'évolution par le Pb primitif de Canyon Diablo et le Pb commun, mélange de nodules de manganèse, de sédiments océaniques et de roches d'arcs volcaniques. Ce modèle possède un point d'ancrage à 3.7 Ga, interprété par un épisode de production crustale massive, après lequel s'applique un μ de 9.7, déterminé à partir d'un ensemble de galènes et de feldspaths potassiques d'âges géologiques connus.

Après avoir identifié le recyclage du Pb dans le manteau (Russell, 1972), des modèles de boîtes ont été élaborés (Doe and Zartman, 1979; Zartman and Doe, 1981; Zartman and Haines, 1988) afin de refléter au mieux l'évolution isotopique du Pb dans les différents compartiments terrestres. La dernière évolution du modèle de boîte (Kramers and Tolstikhin, 1997) prend même en compte la ségrégation du Pb dans le noyau lors de sa différenciation.

Ces modèles de boîtes possèdent de nombreux paramètres dont la variation modifie significativement les résultats. Une approche différente consiste à comparer le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ au produit de l'âge géologique et de la constante de désintégration (Albarede and Juteau, 1984), ce qui donne accès au μ , constant à 9.7 depuis 3.8 Ga. À partir du μ mais aussi du rapport $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ ou κ , le modèle à deux étapes d'Albarede et al. (2012) permet de déterminer l'âge modèle d'un échantillon, ainsi que le μ et κ de sa source. Pour ce faire, ce modèle utilise à l'instar du modèle de Stacey and Kramers (1975) les deux points d'ancrage du Pb primitif et du Pb commun. En utilisant le μ et κ d'Albarede and Juteau (1984), les trois rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont utilisés en simultané pour résoudre les trois variables indépendantes T, μ et κ , qui sont respectivement l'âge modèle et les rapports $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ et $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de la source.

Ces travaux sur les isotopes du Pb ont produit un grand nombre de données dans l'ouest U.S.A., notamment des données de minerais sulfurés. La cartographie des rapports isotopiques bruts a permis d'identifier des grandes structures (Fig. 1.1.13) (Zartman, 1974) mais aucune cartographie des âges modèles ou des rapports μ et κ n'a été effectuée pour être comparée à la cartographie des âges modèles Nd.

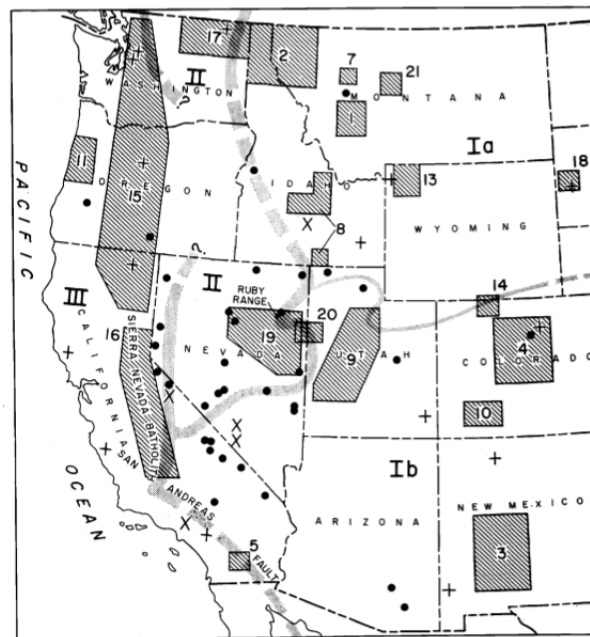


FIGURE 1.1.13: Cartographie des rapports isotopiques du Pb et détermination des grandes provinces isotopiques (chiffres romains), à partir d'une compilation de mesure sur minéraux sulfurés. D'après Zartman (1974).

Si la distribution latérale des isotopes du Pb n'a pas été développée au delà de la cartographie des rapports bruts, la distribution verticale des éléments du système U-Th-Pb et des isotopes du Pb a été étudiée à plusieurs reprises (Lambert and Heier, 1967; Jaupart et al., 1981). La croûte inférieure est appauvrie en U et Th, appauvrissement dû à leur extraction vers la croûte supérieure lors du passage dans le faciès amphibolite ou granulite (Heier, 1979). Le comportement de l'U vis-à-vis du Th est aussi a priori différent puisque le rapport Th/U est généralement considéré comme plus élevé dans la croûte inférieure que

dans la croûte supérieure (Rudnick, 1995; Rudnick and Gao, 2003). Cependant ces études reposent sur des mesures de concentrations alors que l'U est très mobile dans les conditions
650 de surface où la présence d'eau est importante (Rosholt et al., 1973). Les isotopes du Pb sont les meilleurs candidats pour étudier la structure verticale de la croûte et les données des faciès granulites montrent qu'ils ont évolué avec un faible rapport U/Pb et un fort rapport Th/U (Moorbath et al., 1969; Peucat et al., 1989; Rudnick and Goldstein, 1990; Whitehouse, 1989). Aucune observation à l'échelle continentale ni aucune cartographie de
655 ces rapports n'a été effectuée dans l'ouest américain.

L'absence de cartographie récente des isotopes du Pb a motivé cette étude. De nombreuses mesures sur minerais ou sur roches plutoniques de l'ouest U.S.A. sont disponibles dans la littérature et la première étape consiste à cartographier les paramètres géologiques indépendants que sont l'âge modèle (T), le rapport $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ), et le rapport $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$
660 (κ), à partir des rapports bruts $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. La distribution spatiale de ces paramètres permet de mieux contraindre la structure chimique de la croûte continentale ouest américaine qui pourra par la suite être comparée aux observations géologiques et aux cartographies sismiques, afin d'étudier la dynamique de formation et de déformation de la croûte continentale ouest U.S.A. Ces travaux font l'objet du chapitre 3.

1.2 Le manteau sous le Colorado Plateau et les isotopes du néodyme et de l'hafnium

1.2.1 Structure et dynamique du manteau sub-continental ouest U.S.A.

Le manteau sub-continental de l'ouest U.S.A. n'affleure pas, mais il est abondamment étudié grâce à de nombreux réseaux sismiques et grâce à de nombreuses laves d'origine mantellique, qui affleurent sur tout l'ouest du continent Américain.

La tomographie sismique est bien adaptée à l'identification des structures mantelliques à l'échelle continentale (Carlson et al., 2005). Les premières études sur l'ouest américain (Romanowicz, 1979; Humphreys and Dueker, 1994) ont montré qu'il y avait des variations sismiques importantes dans le manteau sub-continental, à la fois verticales et latérales. Ces variations sont principalement dues à des différences de température (Cammarano et al., 2003), même s'il ne s'agit pas de l'unique facteur (Artemieva et al., 2004). La résolution spatiale des observations s'est affinée avec la mise en place du réseau mobile USArray, du programme EarthScope. Ce projet a induit l'élaboration de nombreux modèles sismiques, qui diffèrent par les données utilisées et leur traitement (Burdick et al., 2008; Roth et al., 2008; Obrebski et al., 2010; Schmandt and Humphreys, 2010a). Même si les valeurs absolues des vitesses sismiques sont dépendantes du modèle utilisé, les observations sont cohérentes entre les études (Becker, 2012). Au premier ordre, la tomographie sismique indique une dichotomie sud-ouest/nord-est (Fig. 1.2.1) avec des vitesses fortes au nord-est et faibles au sud-ouest. Cette dichotomie est marquée à faible profondeur, aux alentours de la centaine de kilomètres, mais elle s'estompe à plus forte profondeur et disparaît après 400-500 Km de profondeur.

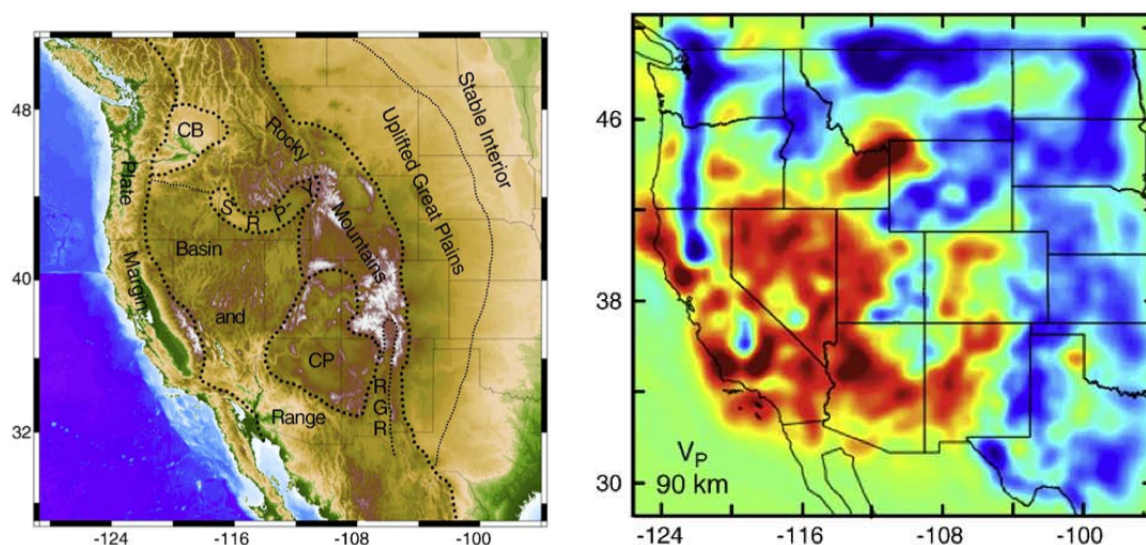


FIGURE 1.2.1: Topographie de l'ouest U.S.A. identifiant les grandes provinces géologiques (gauche) et tomographie sismique des ondes P montrant les anomalies sismiques entre -3 et +3% par rapport à un modèle de référence (droite). D'après Schmandt and Humphreys (2010a).

Les anomalies positives marquent les régions du manteau où la propagation des ondes est plus rapide que le modèle de référence, à cause d'une température plus froide à une
 690 profondeur donnée. Ces zones identifient le manteau cratonique au nord-est mais une partie de ce manteau a été réactivé thermiquement puisque des anomalies positives sont visibles sous des segments de croûte Précambriens où des vitesses sismiques plus rapides sont attendues (Poupinet and Shapiro, 2009). L'identification de ces structures nous renseigne sur la dynamique de la convection mantellique à deux échelles spatiales. A grande échelle,
 695 c'est la subduction de la lithosphère océanique sous la lithosphère continentale et le point chaud sous Yellowstone qui sont observés (Fig. 1.2.2).

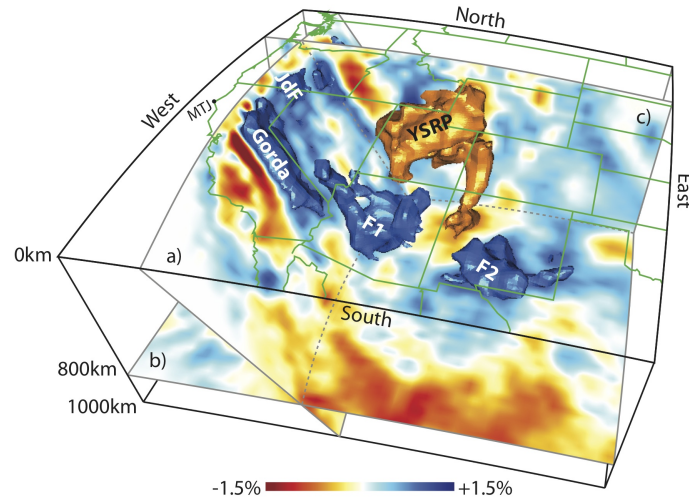


FIGURE 1.2.2: Tomographie des ondes sismiques P avec iso-surfaces représentant la subduction des plaques Juan de Fuca (JdF), Gorda, les fragments de la plaque Farallon (F1 et F2), ainsi que le point chaud de Yellowstone (YSRP). D'après Obrebski et al. (2010).

Les observations à haute résolution grâce à l'USArray ont mis en évidence la segmentation de la plaque plongeante dont la fragmentation est due à son histoire complexe et à son interaction avec le point chaud (Obrebski et al., 2010). La majorité des zones froides mantelliques à l'ouest correspondent à des fragments de la lithosphère océanique subductée (Fig. 1.2.3).

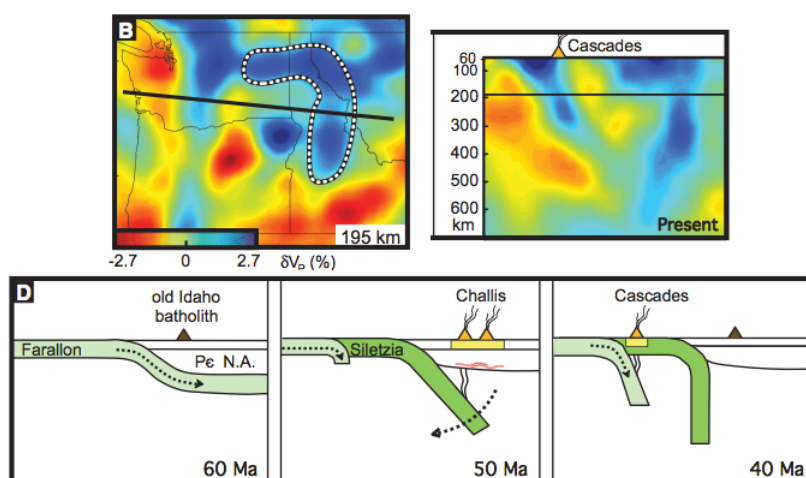


FIGURE 1.2.3: Image sismique et coupe tomographique des ondes P du nord-ouest des U.S.A. (haut) montrant les reliques de la subduction de la lithosphère océanique sous la lithosphère continentale (bas). Modifié d'après Schmandt and Humphreys (2011).

D'autres méthodes sismiques s'associent à la tomographie pour mieux contraindre les observations. Les ondes S issue de la conversion P en S à l'interface noyau-manteau sont polarisées radialement. Si elles rencontrent un matériel anisotrope, on observe un partage d'onde (SKS splitting) qui peut servir à identifier les parties anisotropes du manteau, principalement à cause de l'orientation préférentielle de l'olivine (Schutt and Humphreys, 2001). Par cette technique, on observe un flux de matériel toroïdal au niveau du Nevada qui a comme origine le mouvement d'un fragment de plaque plongeante (Zandt and Humphreys, 2008; West et al., 2009). Mais les anomalies sismiques positives de l'ouest U.S.A. ne sont pas toutes liées à la lithosphère océanique subductée. Des convections mantelliques à petite échelle impliquent d'autres lithosphères. Au sud-ouest de la Californie, des anomalies sismiques pourraient être liée à la mise en place du batholite de la Sierra Nevada (Ducea and Saleeby, 1998; Schmandt and Humphreys, 2010b). Une anomalie positive au niveau du Wyoming est interprétée par la présence du reste d'un plateau océanique subducté, plateau qui serait à l'origine de la subduction plate pendant l'orogénèse des Laramides à la fin du

Crétacé et au début du Cénozoïque (Spencer, 1996).

La conversion au niveau d'interfaces des ondes P en S, et S en P, nous informe sur la profondeur du Moho et de la limite entre la lithosphère et l'asthénosphère (LAB). Cette méthode dite fonctions récepteur montre une dichotomie de la profondeur du Moho et de la LAB de part et d'autre du grand chevauchement Sevier (Fig. 1.2.4) indiquant l'impact des orogénèses sur les profondeurs de ces interfaces (Levander and Miller, 2012). Elle montre également que le magmatisme est généralement présent là où il y a des ruptures de pente du Moho et de la LAB. Enfin les fonctions récepteurs servent à distinguer les anomalies de profondeur de la LAB à cause de convections secondaires, notamment au niveau du CP où il y a délamination de la lithosphère sub-continentale (Levander et al., 2011).

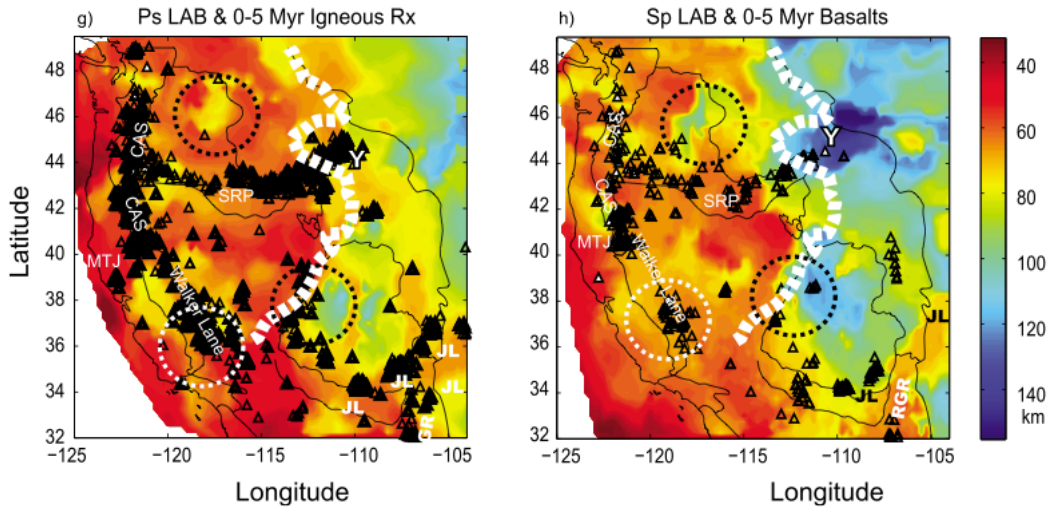


FIGURE 1.2.4: Profondeur de la limite lithosphère-asthénosphère (LAB) sous l'ouest U.S.A. à partir de l'étude de la conversion des ondes P en S (gauche) et des ondes S en P (droite). Les triangles indiquent les jeunes roches plutoniques (gauche) et basaltiques (droite), la courbe montre le front de chevauchement Sevier et les cercles entourent les endroits où des convections à petite échelle sont observées. D'après Levander and Miller (2012).

Ainsi la structure mantellique de l'Ouest U.S.A est complexe du fait de son histoire. La détection de cette complexité est liée à la haute résolution des observations, possible grâce à l'USArray, qui laisse entrevoir des mouvements de convection secondaires difficile-

ment visibles sous d'autres continents. L'épisode de subduction plane pendant l'orogénèse
730 du Laramide a considérablement modifié la structure et les propriétés des lithosphères
(Humphreys et al., 2003; Lee, 2005) et c'est une autre raison qui justifie la complexité des
structures. Cet épisode a eu de nombreuses conséquences sur la dynamique lithosphérique,
avec du magmatisme et des mouvements tectoniques en surface (Humphreys, 2009; Mix
et al., 2010; Fitton et al., 1991). Le magmatisme et la tectonique sont de précieuses obser-
735 vations qui permettent de contraindre la dynamique mantellique. Le CP est une province
géologique où traces tectoniques et magmatisme sont présents. C'est aussi une région où
la convection mantellique est observée à grande échelle, avec la plongée de la lithosphère
océanique, mais aussi à petite échelle avec la délamination du manteau lithosphérique sub-
continental. De ce fait, il s'agit d'un lieu d'étude privilégié pour relier le magmatisme à la
740 dynamique mantellique sous-jacente.

1.2.2 Dynamique du Colorado Plateau et apports géochimiques

Le CP est une vaste plateforme sédimentaire, partagée entre les états de l'Arizona, de
l'Utah, du Colorado, et du Nouveau-Mexique (Fig. 1.2.5). Cet épais plateau est constitué
du sommet à la base de roches Cénozoïques à un socle Protérozoïque. Le socle est consti-
745 tué d'un empilement d'arcs volcaniques de l'est vers l'ouest à partir d'un craton Archéen
préexistant (Bennett and DePaolo, 1987; Karlstrom and Bowring, 1988; Condie, 1992; Sel-
verstone et al., 1999; Whitmeyer and Karlstrom, 2007; Gilbert et al., 2007) et c'est ce socle
qui, depuis sa formation, a contrôlé la dynamique lithosphérique autour du CP (Karlstrom
and Humphreys, 1998).

750 Ce plateau a connu une remontée rapide et importante au Cénozoïque (Pederson et al.,
2002) alors que les provinces voisines, le Basin and Range et le Rio Grande Rift, ont
subit des mouvements latéraux, d'abord compressifs puis extensifs (Wernicke et al., 1987).

Cette particularité a mené à de nombreuses études basées sur différentes approches et plusieurs hypothèses ont été énoncées pour expliquer cette élévation subite (Bird, 1979; Spencer, 1996; McQuarrie and Chase, 2000; Roy et al., 2009; Levander et al., 2011; van Wijk et al., 2010; Elkins-Tanton, 2007; Moucha et al., 2009; Sine et al., 2008). Ces hypothèses se basent sur la convection mantellique avec la contribution de trois types de manteau, le manteau lithosphérique de la plaque océanique plongeante, le manteau lithosphérique sub-continental et le manteau asthénosphérique.

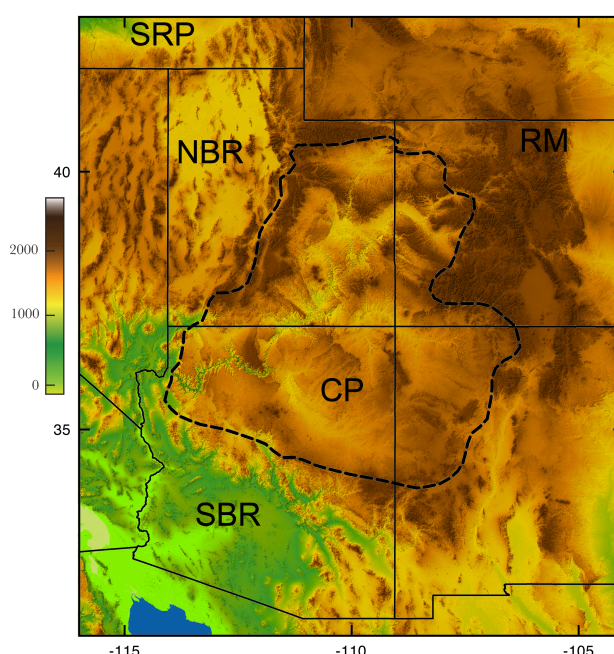


FIGURE 1.2.5: Carte topographique du Colorado Plateau (CP), situé entre le Basin and Range (SBR et NBR), les Rocky Mountains (RM) et Snake River Plain (SRP). Données topographiques Shuttle Radar Topography Mission, 90m..

A la surface du CP, il y a peu de marques tectoniques, ce qui indique que l'élévation du plateau s'est fait en un seul bloc rigide (Morgan and Swanberg, 1985). De nombreux édifices volcaniques Cénozoïques et Quaternaires entourent le CP (Fig. 1.2.6) (van Wijk et al., 2010) Leur composition contraint la dynamique du plateau tout comme leur position,

avec une migration des édifices volcaniques au cours du temps, vers le centre du plateau
 765 (van Wijk et al., 2010; Roy et al., 2009).

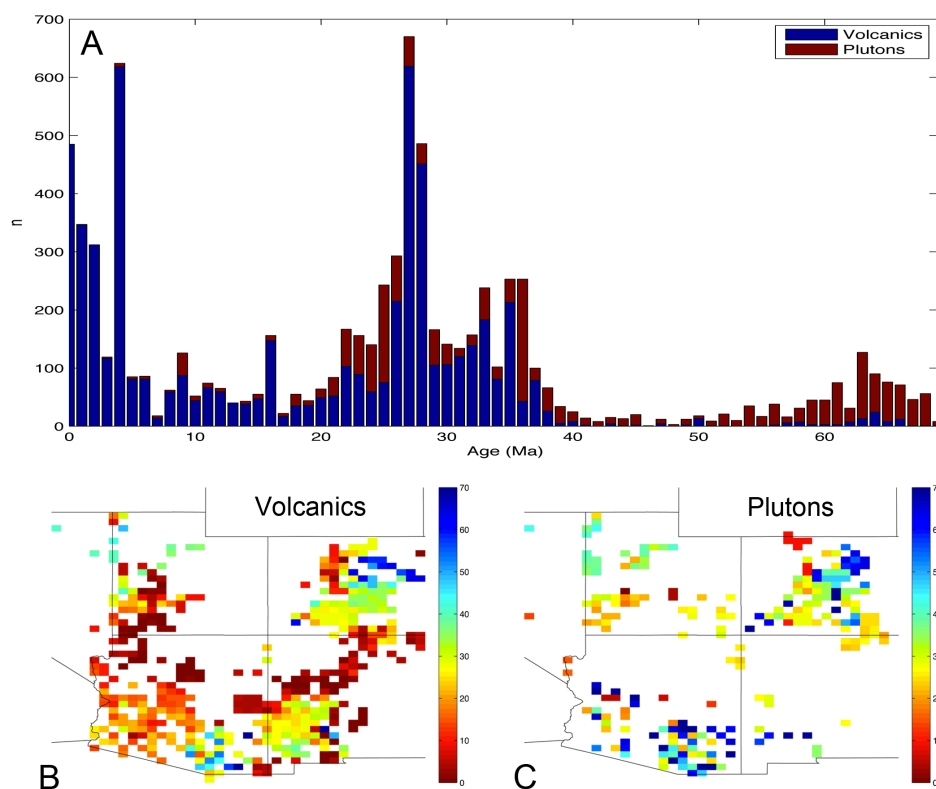


FIGURE 1.2.6: Histogramme des âges des roches volcaniques et plutoniques du Colorado Plateau pendant le Cénozoïque et le Quaternaire (A) et distribution géographique des roches volcaniques (B) et plutoniques (C) en fonction de leur âge. D'après les données de NAVDAT.

La migration des édifices montre que la source des laves s'est déplacée latéralement. Afin de remonter à la nature de la source des laves, nous pouvons utiliser la composition chimique de ces dernières. La concentration des éléments majeurs tels que le Silicium ou le Sodium et Potassium montre une variation de la composition du basalte à la rhyolite,
 770 compatible avec une évolution de série calco-alcaline, à partir d'une source mantellique (Fig. 1.2.7). Peu de roches mantelliques nous parviennent en surface via des enclaves volcaniques. Cependant, quelques données existent au centre du CP avec des diatrèmes de kimberlite où

1.2 Le manteau sous le Colorado Plateau et les isotopes du néodyme et de l'hafnium

les péridotites à spinelle, majoritaires, ont été appauvries par extraction de magmas (Smith and Levy, 1976). Il y a également une minorité de péridotites à grenat qui sont encore plus appauvries. De nombreux échantillons possèdent des phases hydratées (Smith, 1979) formées par l'hydratation du manteau sub-continental à partir des fluides issus de la plaque océanique plongeante. Une datation des enclaves ultrabasiques est possible par la méthode isotopique Re-Os (Lee et al., 2001; Becker et al., 2006), et les âges sont comparables à l'âge Protérozoïque du socle du CP. L'âge ancien des enclaves, la faible profondeur d'équilibration des péridotites et le fort appauvrissement par extraction de magmas montre qu'il s'agit du manteau lithosphérique sub-continental qui a été stabilisé dans le temps par sa diminution de densité suite aux extractions successives des magmas (Lee et al., 2001).

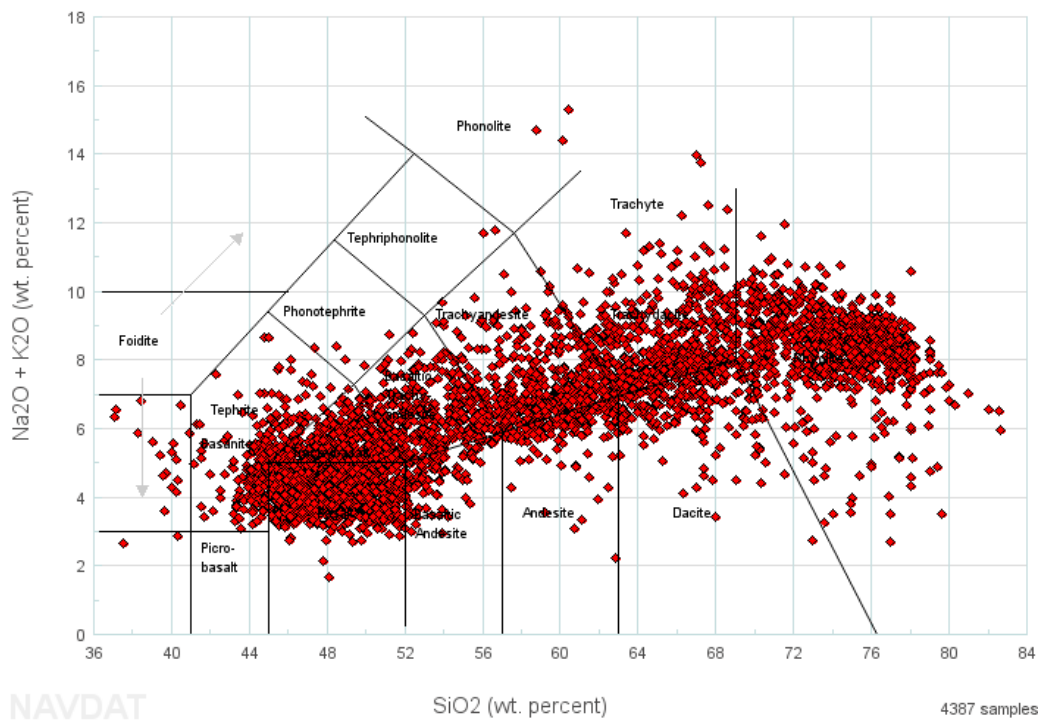


FIGURE 1.2.7: Diagramme $Na_2O + K_2O$ versus SiO_2 (TAS) des laves Cénozoïques et Quaternaires du Colorado Plateau. D'après NAVDAT.

Les analyses des concentrations élémentaires et des isotopes des laves Tertiaires et Quaternaires témoignent d'une diversité des sources mantelliques. Des rapports d'éléments aux

propriétés chimiques différentes révèlent des manteaux de natures différentes. C'est le cas de l'asthénosphère et de la lithosphère qui se différencient avec les rapports Zr/Ba ou La/Nb, couplés aux rapports isotopiques (Fig. 1.2.8) (Fitton et al., 1988; Ormerod et al., 1988; Menzies et al., 1991).

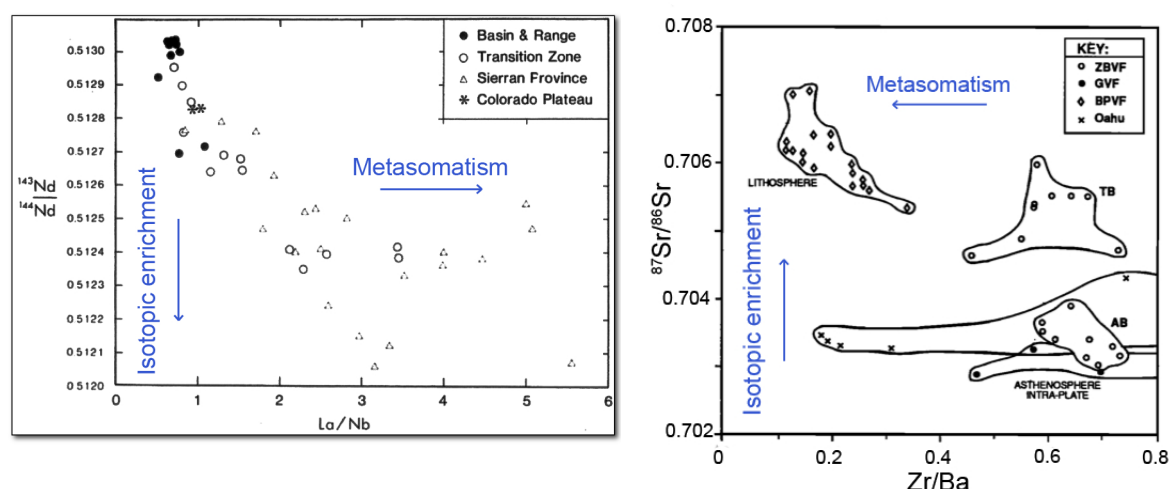


FIGURE 1.2.8: Isotopes du Néodyme versus La/Nb qui montre les différentes sources mantelliques des laves du Colorado Plateau et de ses zones de transition (gauche). Isotopes du Strontium versus Zr/Ba montrant plusieurs sources mantelliques pour l'unique champ volcanique Zuni-Bandera (rond), comparé à d'autres laves de l'ouest U.S.A. (droite). Modifié d'après Fitton et al. (1988) et Menzies et al. (1991).

Certains éléments comme les Terres Rares (REE) reflètent la présence ou l'absence de phases minérales telles que le grenat qui est un indicateur de pression (Peters et al., 2008) (Fig. 1.2.9). Les laves sous le CP se mettent en place dans le champ du grenat alors que la source est moins profonde aux bordures est et ouest du CP, où existe un mélange entre des péridotites équilibrées dans le champ du grenat et équilibrées dans le spinelle. Les concentrations des éléments majeurs dépendent de la présence de ces phases indicatrices de pression. Elle peuvent être utilisées pour estimer la profondeur et aussi la température de formation des magmas (Wang et al., 2002; Lee et al., 2009). De nombreuses données d'éléments majeurs sur laves existent dans la littérature et offrent une plus large couverture

ainsi qu'une plus grande précision que les estimations à partir des enclaves ultrabasiques, où l'estimation de la pression se fait à partir des phases alumineuses et où la température s'estime à partir des échanges d'éléments chimiques (Riter and Smith, 1996). Le manteau sous le CP fond à plus forte pression que le manteau sous les transitions ouest et est vers le Basin and Range et le Rio Grande Rift respectivement (Fig. 1.2.10), comme l'avait montré les REE (Fig. 1.2.9). Cette tendance est aussi confirmée par les isotopes du Thorium (Th) (Reid and Ramos, 1996; Asmerom, 1999) (Fig. 1.2.10) avec un excès en Th par rapport à l'U dû à un fractionnement de l'U et du Th par la présence du grenat ou d'un clinopyroxène de haute pression, avec un effet minoritaire de la dynamique de fusion, notamment de la vitesse d'ascension du magma (Asmerom, 2000).

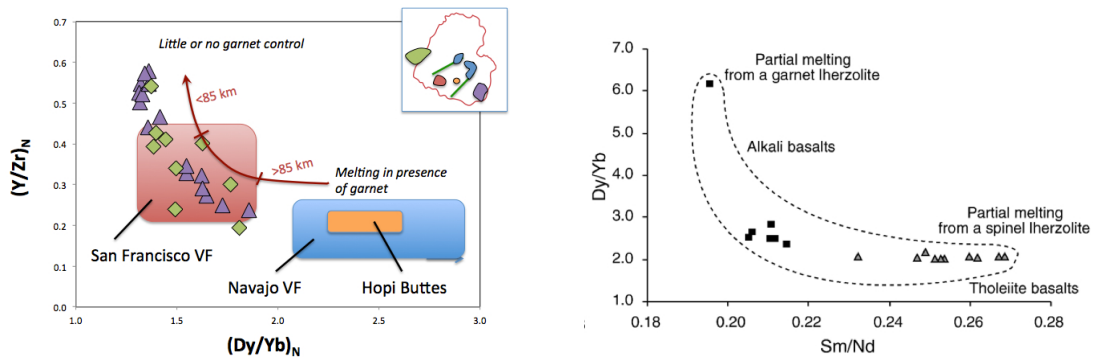


FIGURE 1.2.9: Y/Zr versus Dy/Yb montrant la présence du grenat dans la source de certaines laves basiques du Colorado Plateau (gauche). Dy/Yb versus Sm/Nd indiquant la présence du grenat dans certaines laves du champ volcanique Zuni-Bandera (droite). D'après communication personnelle de Mary Reid et Peters et al. (2008).

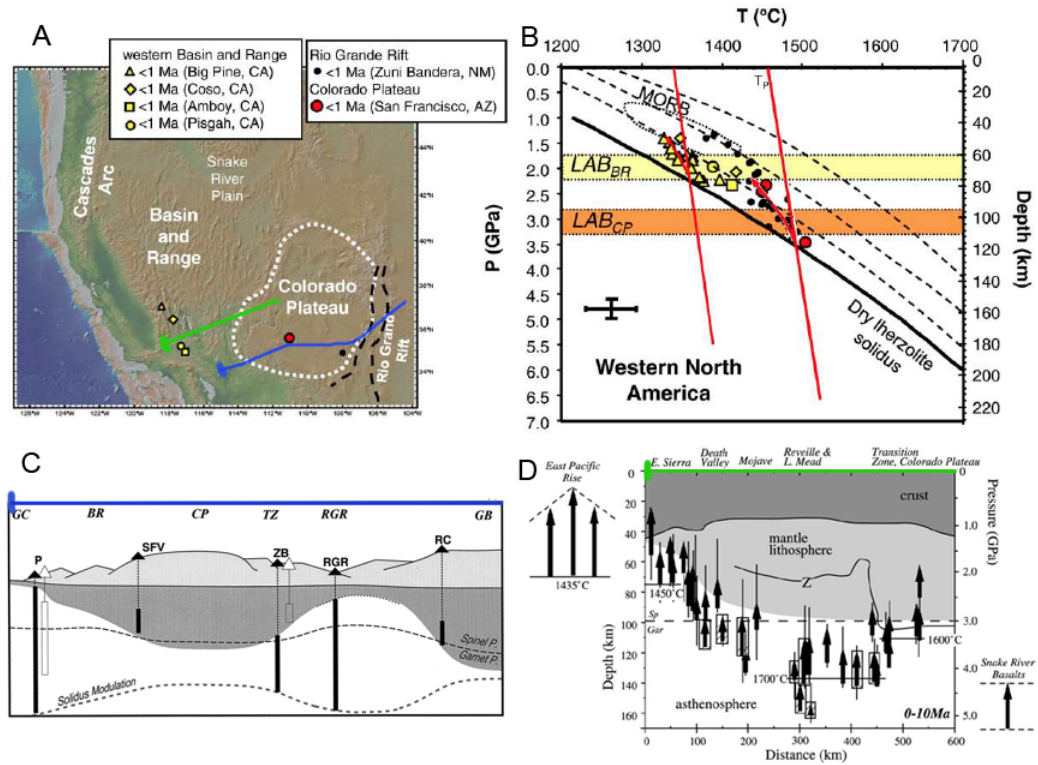


FIGURE 1.2.10: Estimation de la pression de mise en place des laves à partir des éléments majeurs (B et D) et des excès en Thorium (C). Les deux coupes C et D sont indiquées sur la carte (A) où figure la localisation des données de B. Modifié d'après Lee et al. (2009), Wang et al. (2002) et Asmerom (1999).

Les données isotopiques du Th sont peu abondantes mais d'autres systèmes isotopiques radiogéniques ont été utilisés pour étudier la nature de la source des magmas, tout en apportant une contrainte temporelle. Plusieurs sources mantelliques apparaissent avec les analyses des isotopes du Sr et du Pb (Fig. 1.2.11) (Alibert et al., 1986; Thompson et al., 1989; Leat et al., 1989; Beard and Johnson, 1997). Mais leur utilisation est sujette à caution à cause de l'effet de la contamination crustale (Briqueu and Lancelot, 1979), dont on voit l'influence avec les rapports d'éléments traces comme K_2O/Th et La/Ta (Thompson and Morrison, 1988; Menzies et al., 1991). Dans le cas d'une croûte continentale granitique riche en feldspath et donc en Sr, l'effet de la contamination crustale a un impact moindre sur les isotopes du Nd que du Sr (DePaolo and Wasserburg, 1979). Le Nd et l'Hf sont

donc de bons candidats pour tracer les sources mantelliques. Si une partie du manteau est isolée de la convection et s'il est sujet à l'extraction de magma, sa composition isotopique va évoluer car les rapports Lu/Hf et Sm/Nd sont plus faibles dans les liquides extraits que dans la source (Beard and Johnson, 1993). Le système Nd est significativement affecté par cet extraction de magma et un enrichissement isotopique c'est à dire une diminution de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ par rapport au manteau convectif sera caractéristique d'une lithosphère continentale, dont le rapport sera d'autant plus bas que le temps d'isolement est grand. L'effet de l'extraction de magmas est moins marqué dans le système Hf que dans le système Nd du fait du plus faible contraste du rapport Lu/Hf entre la source et le liquide extrait. Cependant, ce couple Lu-Hf où ^{176}Lu décroît en ^{176}Hf en 35-37 Ga (Scherer et al., 2001) indique si le grenat est présent dans la source car ce dernier est très enrichi en REE lourdes et donc un magma extrait d'une péridotite à grenat aura un rapport isotopique Hf plus faible qu'un magma extrait d'une péridotite à spinelle si le grenat n'est pas impliqué dans la fusion (Beard and Johnson, 1993; Carlson and Nowell, 2001).

La combinaison des deux systèmes Nd et Hf distingue une source lithosphérique enrichie d'une source asthénosphérique appauvrie, tout en indiquant si le manteau est équilibré dans le champ du spinelle ou du grenat. Les laves du CP et de ses zones de transitions ouest et est reflètent trois sources isotopiques : un manteau lithosphérique ancien équilibré dans le champ du spinelle et un mélange entre un manteau lithosphérique ancien équilibré dans le champ du grenat et un manteau asthénosphérique (Fig. 1.2.12) (Beard and Johnson, 1993; Carlson and Nowell, 2001; Johnson and Beard, 1993), avec pour certaines laves une contribution de pyroxénites ou de sédiments pélagiques (Beard and Johnson, 1997).

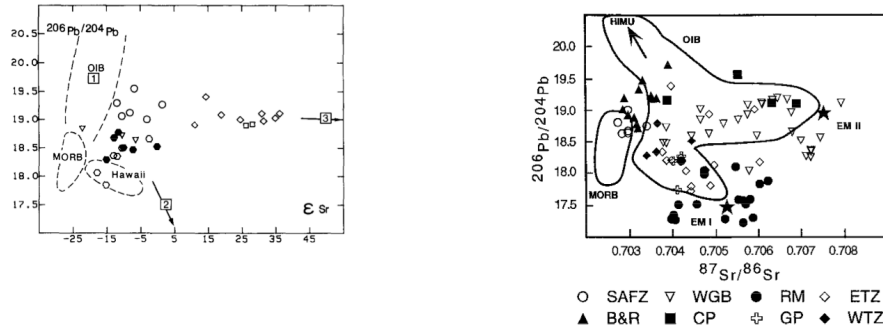


FIGURE 1.2.11: Isotopes du plomb en fonction des isotopes du strontium de divers laves du Colorado Plateau (gauche) et du Colorado Plateau ainsi que ses zones de transition (droite). Ces diagrammes montrent la contribution de plusieurs sources mantelliques pour expliquer la composition isotopique les laves basiques Cénozoïques et Quaternaires. D'après Alibert et al. (1986) et Beard and Johnson (1997).

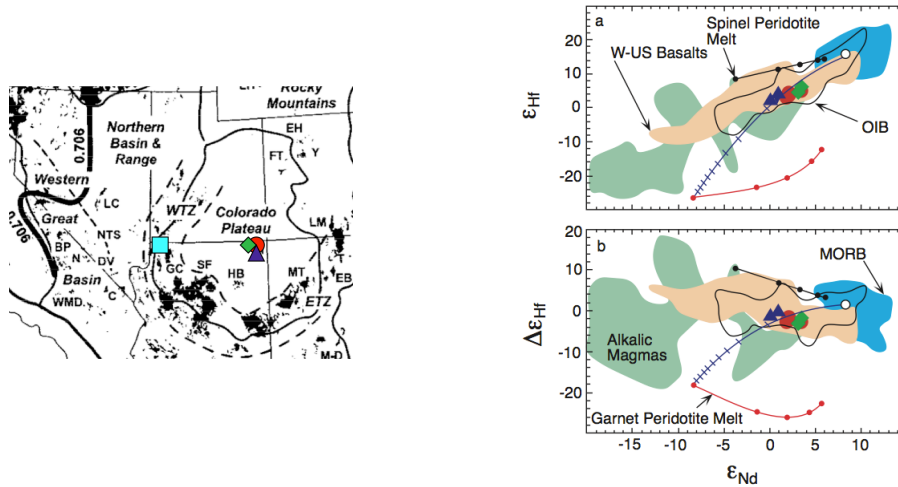


FIGURE 1.2.12: Localisation (gauche) et composition isotopique de l'hafnium en fonction de la composition isotopique du néodyme (droite) des laves du Navajo Volcanic Field (symboles verts, rouges et bleus) et du champ San Francisco et Grand Canyon (symboles turquoise). Le Δ_{Hf} est l'écart en hafnium au Mantle Array (Vervoort and Blichert-Toft, 1999). Les lignes noires et rouges indiquent la composition actuelle d'un manteau qui aurait fondu respectivement dans le champ du spinelle et du grenat, le rond blanc représentant la composition actuelle du manteau convectif. D'après communication personnelle de Mary Reid, carte de Fitton et al. (1988) et Carlson and Nowell (2001).

840 Bien que des scénarios aient été élaborés pour expliquer les compositions isotopiques en Nd et Hf des laves autour du CP (Beard and Johnson, 1997), aucun lien n'a été fait avec les estimations thermo-barométriques pour comparer les sources isotopiques de chaque champ volcanique avec la pression de mise en place des magmas. Aussi, aucune étude n'a comparé ces différentes sources avec les données sismiques afin de corréliser les anomalies tomogra-
845 phiques à des segments de manteau chimiquement différents. Ces raisons ont motivé le second projet.

De nombreuses données Hf et Nd ont été acquises afin de compléter la faible quantité de données de la littérature. Ces analyses visent à identifier les variations isotopiques à l'échelle du CP en étudiant également la variation locale au sein d'un même champ
850 volcanique. Ces données peuvent ensuite être comparées aux estimations de pression de fusion, notamment à partir du modèle de Lee et al. (2009) qui permet une cartographie des pressions de fusion à partir d'un programme simple et des nombreuses données chimiques disponibles dans la base de données NAVDAT. Ces observations seront ensuite comparées aux observations sismiques afin de poser une contrainte chimique et chronologique sur les
855 structures sismiques observées sous le CP. La combinaison de ces données géochimiques isotopiques et des données sismiques permettra de trancher parmi les divers scénarios récents visant à expliquer la dynamique mantellique à l'origine de la formation des magmas (Roy et al., 2009; van Wijk et al., 2010; Elkins-Tanton, 2007; Levander et al., 2011). Ces travaux font l'objet du chapitre 4.

Chapitre 2

Matériels et méthodes

Dans ce deuxième chapitre deux parties décrivent les matériels et les méthodes utilisées pour répondre aux problématiques énoncées dans le premier chapitre. La première section détaille l'isotopie du Pb des roches plutoniques de l'ouest U.S.A. dont les données et les interprétations sont présentées dans le chapitre 3. Nous retrouvons la compilation des données de la littérature, la mission de terrain visant à compléter cette compilation, et enfin le protocole analytique des isotopes du plomb (Pb). La deuxième section retrace l'isotopie du néodyme (Nd) et de l'hafnium (Hf) des roches volcaniques basiques du Colorado Plateau (CP), les interprétations figures dans le chapitre 4. Dans cette partie sont décrites les données isotopiques de la littérature, les données analysées lors cette étude, et les protocoles analytiques du Nd et de l'Hf.

2.1 Isotopie du Plomb des roches plutoniques acides de l'ouest U.S.A.

2.1.1 Compilation des rapports isotopiques du Plomb de la littérature

875 Les premières mesures isotopiques du Pb datent des travaux de Nier (Nier, 1938; Nier et al., 1941) avec l'utilisation d'un spectromètre de masse « sector field » (De Laeter and Kurz, 2006), limité à la mesure d'échantillons à forte teneur en Pb. De ce fait, les premières phases analysées étaient des sulfures, Pb étant un élément chalcophile (Goldschmidt, 1937). Le minéral majoritairement utilisé est la galène (PbS), repandu sur toutes les surfaces des
880 continents et étudiée pour ses intérêts économiques.

A la fin des années 1950 et au début des années 1960, de nombreuses données isotopiques du Pb apparaissent dans la littérature, remplaçant les datations absolues âge-alpha (Evans and Goodman, 1944; Larsen et al., 1958). Au cours de la deuxième moitié du XX^e siècle, la majorité des formations plutoniques acides de l'ouest U.S.A. ont été analysées, en roches
885 totales ou en séparation de feldspaths et/ou minerais sulfurés contenus dans ces roches ignées (Fig. 2.1.1). Les premières études d'après-guerre se sont focalisées sur de grands sites minéralisés, par exemple autour de Boulder, au Colorado, ou autour du Cœur d'Alène, Idaho, avec un pic d'étude autour des années 1970 (Fig. 2.1.1). Après les années 1980, les sites d'échantillonnages se sont diversifiés, par exemple dans l'état de Washington ou dans
890 la Sierra Nevada en Californie. L'apparition du spectromètre de masse à multi-collection dans les années 2000 a permis une nouvelle diversification des sites d'échantillonnage ainsi qu'un grand pic dans la production des données (Fig. 2.1.1). Aujourd'hui les missions de terrain sur le sol américain s'estompent au profit des zones d'études telles l'Amérique du sud ou l'Asie.

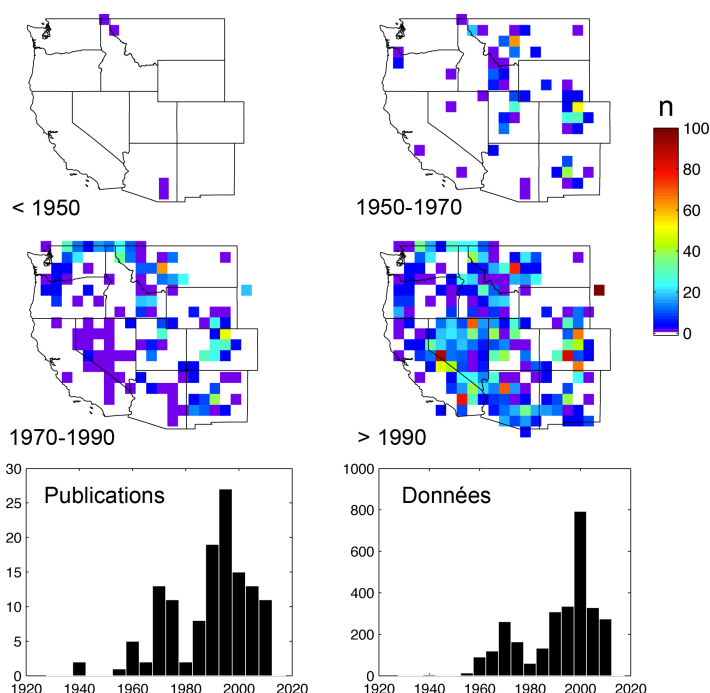


FIGURE 2.1.1: Histogramme 2D montrant l'évolution au cours du temps de la répartition géographique des analyses isotopiques du Pb des roches plutoniques acides. Deux histogrammes montrent la répartition des publications et du nombre de données au cours du temps.

Ces précédentes études permettent une cartographie isotopique du Pb de l'ouest U.S.A. à haute résolution spatiale. Nous avons compilé ~1300 analyses sur roches totales, ~400 analyses sur feldspaths et enfin ~1200 analyses sur minerais sulfurés. Chaque mesure a été associée aux coordonnées GPS de sa localisation, présente dans les publications ou ajoutées par la suite grâce aux cartes ou description des échantillons. Les références de cette base de données sont disponibles dans la table 1 de l'annexe 1. Une carte (Fig. 2.1.2) montre la répartition géographique de ces données isotopiques, pour chaque catégorie, ainsi que pour l'ensemble des données.

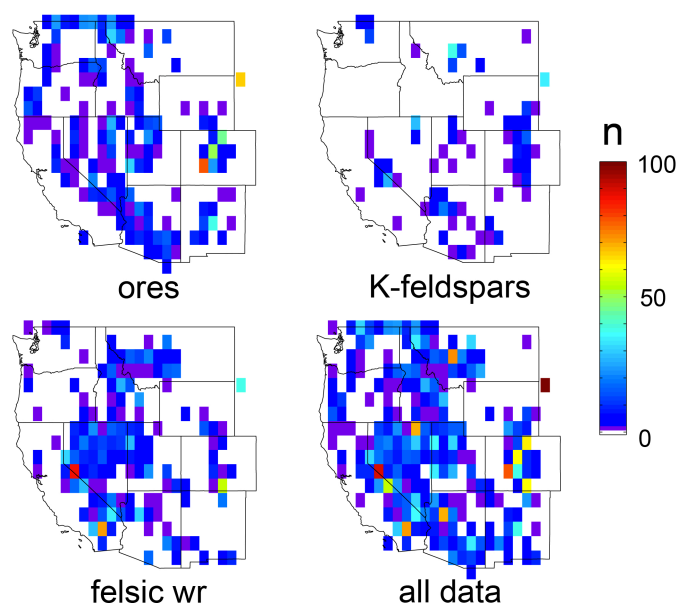


FIGURE 2.1.2: Répartition géographique des données isotopiques du Plomb sur minerais sulfurés, sur feldspaths et sur roches totales. Le dernier encart montre l'ensemble des données.

Les analyses isotopiques du Pb sont bien réparties sur toute la zone d'étude mais des trous ou zones sans données apparaissent (Fig. 2.1.2). Les roches totales, qui représentent la plus grande quantité de données, sont bien présentes au centre mais des trous existent au nord-est où il n'y a pas d'affleurement de roche ignées et au nord-ouest, le long de la côte Pacifique, où des roches volcaniques intermédiaires de l'arc magmatique recouvrent les formations plutoniques.

La répartition des minéralisations est plus homogène sur l'ensemble de la zone, mais deux régions sont sous-étudiées. Au nord-ouest, nous avons deux grands plateaux volcaniques, la Columbia River plain et la Snake River plain. Ces plateaux de très grande surface, environ 50 000 Km^2 et 150 000 Km^2 , sont volcaniques et de nature basique. Ce magmatisme est issu de la formation et de la migration vers l'est d'un point chaud sous le continent américain,

point chaud actuellement sous Yellowstone. Ces empilements de roches volcaniques sont
915 des écrans qui cachent les roches plutoniques. Quelques données proviennent des enclaves
crustales, qui se retrouvent de façon très sporadique au niveau des events volcaniques,
par exemple au Crater of the Moon (Leeman, 1979; W.P.Leeman et al., 1985). Le CP est
la deuxième région pauvre en données, à cause de la présence d'un large et épai plateau
sédimentaire d'environ 340 000 Km^2 . Quelques laves mafiques, lamprophyres et diatrèmes
920 kimberlitiques ont réussi à percer ce plateau et délivrent parfois des enclaves crustales. Des
études chimiques et isotopiques ont été menées pour étudier la croûte sous le CP (Condie
et al., 1999; McGetchin and Silver, 1972; Selverstone et al., 1999) mais les données Pb-Pb
sont inexistantes.

Enfin, nous avons des analyses de feldspaths, plus rares car analytiquement plus difficile
925 à obtenir, dont la répartition géographique est grossière et centrée sur les grandes provinces
plutoniques comme la Sierra Nevada ou au niveau du Colorado.

Au final, les données disponibles dans la littérature couvrent en grande partie l'ouest
U.S.A., mais des trous existent. Au nord-ouest, les données sous les grands plateaux ba-
saltiques sont difficiles à obtenir, faute d'enclaves. Ce n'est pas le cas au niveau du CP où
930 des roches ignées remontent parfois des enclaves crustales. Aucune mesure Pb-Pb n'a été
faite sur ces enclaves, motivant l'organisation d'une mission de terrain pour collecter des
enclaves sur le CP et analyser leur composition isotopique en Pb.

2.1.2 Echantillonnage d'enclaves crustales sur le Colorado Plateau

Afin de compléter les données isotopiques du Pb de la littérature, une mission de terrain a
935 été menée pendant trois semaines, au printemps 2012, dans le but de récolter des enclaves
crustales incluses dans les roches intrusives du CP. La description des échantillons récoltés

est détaillée dans la table 2 de l'annexe 1 et la figure 2.1.3 montre leur localisation.

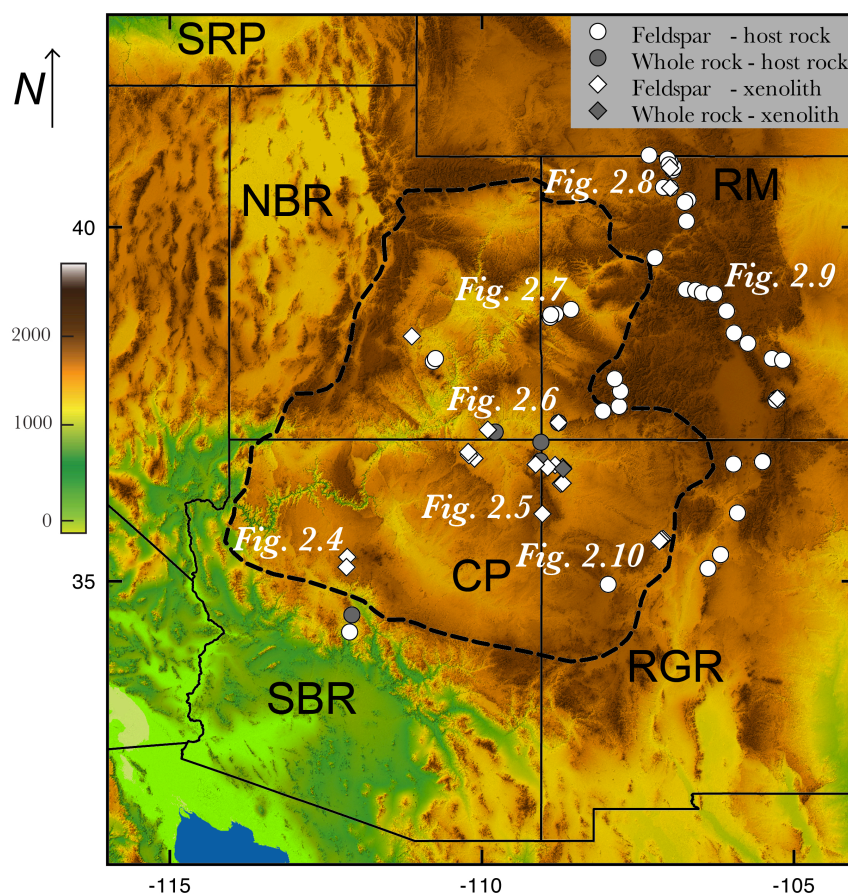


FIGURE 2.1.3: Carte topographique montrant la répartition des échantillons collectés pendant la mission de terrain. Les losanges indiquent les échantillons en enclaves dans des roches intrusives, les ronds représentent les roches hôtes des enclaves ou des roches totales. Les symboles en blanc marquent les échantillons où les feldspaths ont été séparés du reste de la roche. Les localisations des roches photographiées dans les figures suivantes sont aussi indiquées. Données topographique Shuttle Radar Topography Mission, 90m.

La mission a débuté au sud-ouest du CP, au niveau du champ volcanique de San Francisco (Fig. 2.1.3). Il s'agit d'un ensemble de cônes volcaniques basiques monogéniques qui possèdent de rares enclaves crustales (Chen and Arculus, 1995). Les enclaves se retrouvent principalement dans les dykes qui parcourent radialement les cônes (Fig. 2.1.4), et les échan-

tillons retrouvés sont des granitoïdes ou des gneiss avec souvent des interpénétrations de magma dans les enclaves (Fig. 2.1.4).

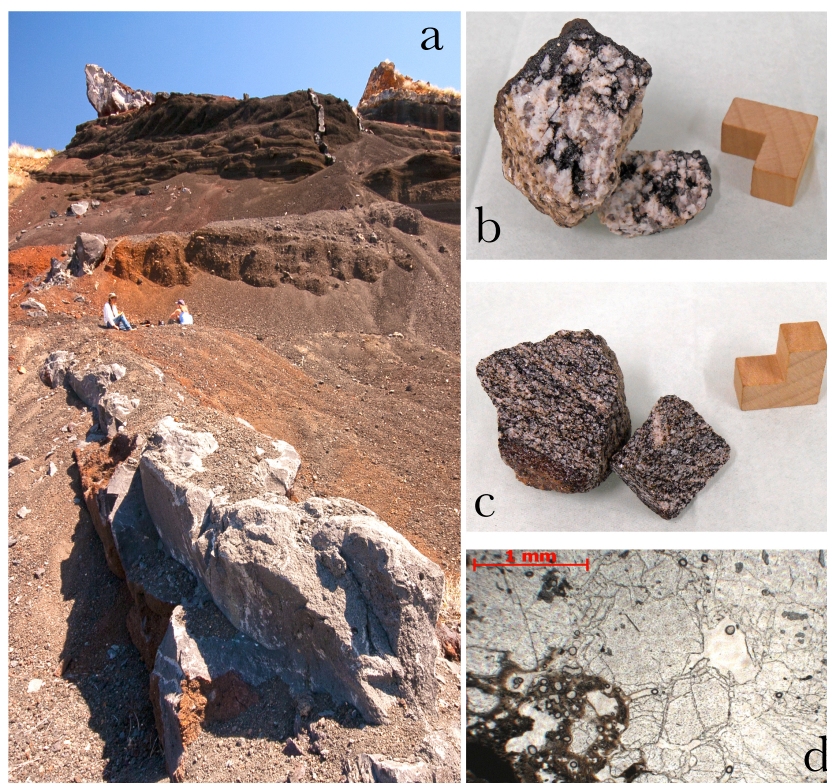


FIGURE 2.1.4: Photographie d'un dyke du cône C387 du champ volcanique de San Francisco (a). L'échelle est donnée grâce à Cin-Ty Lee (Rice University) et Mary Reid (Northern Arizona University) qui ont apporté leur aide lors des premiers jours de la mission de terrain. Les enclaves granitiques retrouvées dans les dykes montrent des interpénétrations de magma (b), et nous retrouvons également des gneiss (c). L'interpénétration du magma dans l'enclave est clairement visible par observation microscopique de lames minces (d). L'objet faisant office d'échelle mesure 2 cm.

C'est au centre du CP autour de Four Corner, la jonction entre l'Arizona, l'Utah, le
945 Colorado et le Nouveau Mexique, que la mission a continué. Nous retrouvons des intrusions
tertiaires de type lamprophyre qui affleurent comme à Shiprock, ainsi que des intrusions
kimberlitiques comme à Green Knob. La figure 2.1.5 montre quelques exemples d'intrusions
tertiaires que l'on peut retrouver ainsi que les enclaves crustales associées, qui montrent

souvent des traces de métamorphisme (Condie et al., 1999; Crowley et al., 2006; Ehrenberg
950 and Griffin, 1979; Latysh, 1997; Selverstone et al., 1999; Usui et al., 2003, 2006).



FIGURE 2.1.5: Photographie d’une intrusion ultramafique (a) et d’une intrusion de type lamprophyre avec dyke (b). La minéralogie montre souvent des marques de métamorphisme comme la chlorite montrant un métamorphisme léger (c), et nous allons jusqu’à l’anatexie avec des granulites (d).

Après quelques arrêts sur les roches Paléo-Protérozoïques qui affleurent au nord-est de Four Corner, de nouvelles enclaves crustales ont été récoltées dans les intrusions de type lamprophyre à l’ouest et au nord-ouest du CP (Broadhurst, 1986; Condie et al., 1999) (Fig. 2.1.6).

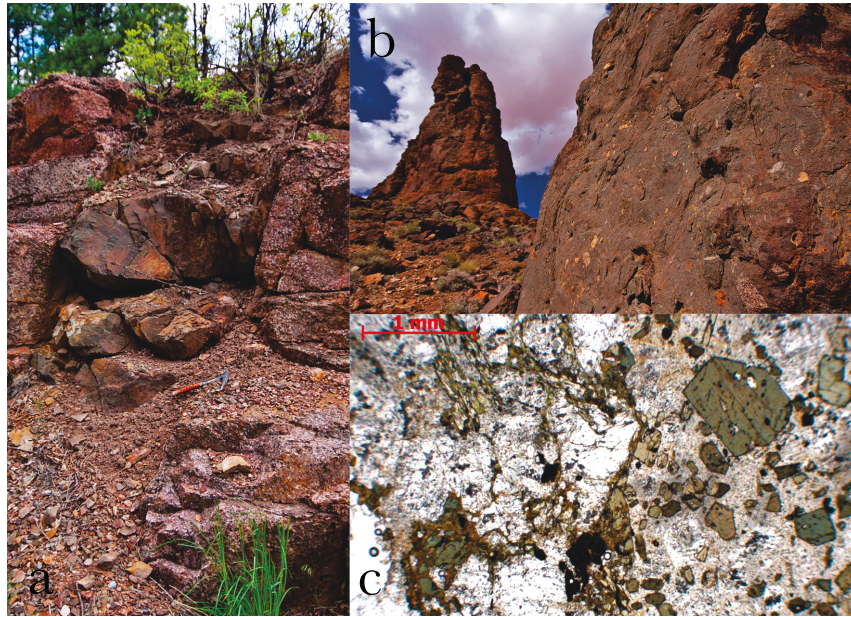


FIGURE 2.1.6: Photographie du socle Paléo-Proterozoïque à l'est de Four Corner (a) et intrusion de type lamprophyre au nord-ouest du Colorado Plateau (b). La lame mince montre la limite entre une inclusion granitique à gauche et la roche hôte lamprophyre à droite (c).

955 Les deux grands groupes de roches du socle Paléo-Protérozoïque, datés à 1.4 et 1.7 Ga, ont été échantillonnés sur la partie nord du plateau. Ils s'agit de granites parfois déformés, associés à des orthogneiss, paragneiss et à quelques endroits des micaschistes (Fig. 2.1.7).



FIGURE 2.1.7: Photographie de filons de microgranite dans un granite Paléo-Protérozoïque (a) et jonction entre un ortho-gneiss et un para-gneiss (b). Ces gneiss montrent parfois des niveaux à amphiboles (c).

Le socle cristallin de la partie nord des Rocky Mountains a été échantillonné ainsi que quelques enclaves contenues dans des intrusions volcaniques et plutoniques au nord du
960 Colorado (Fig. 2.1.8), à la frontière avec le Wyoming, où l'altération des échantillons est très forte.

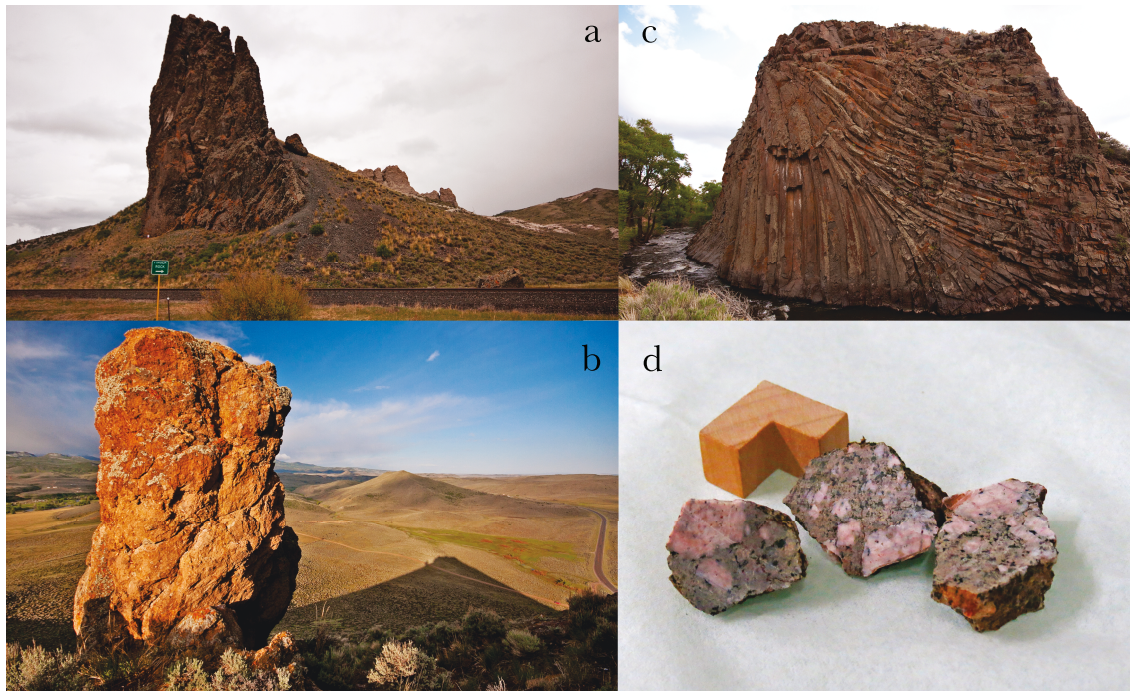


FIGURE 2.1.8: Photographie d'intrusions de lamprophyre (a et b) et intrusion basaltique (c) contenant des enclaves crustales. Les lamprophyres un peu plus différenciées ne possèdent pas d'enclave mais montrent des xeno-cristaux de feldspaths potassiques, souvent centimétriques (d).

De nombreuses roches cristallines plutoniques ont été échantillonnées, des Rocky Mountains jusqu'au Nouveau Mexique, le long du Rio Grande Rift. Il s'agit essentiellement de granite et gneiss appartenant aux deux groupes datés à 1.4 Ga et 1.7 Ga, ainsi que des roches plutoniques tertiaires et des intrusions associées à l'orogénèse des Laramides (Fig. 2.1.9).

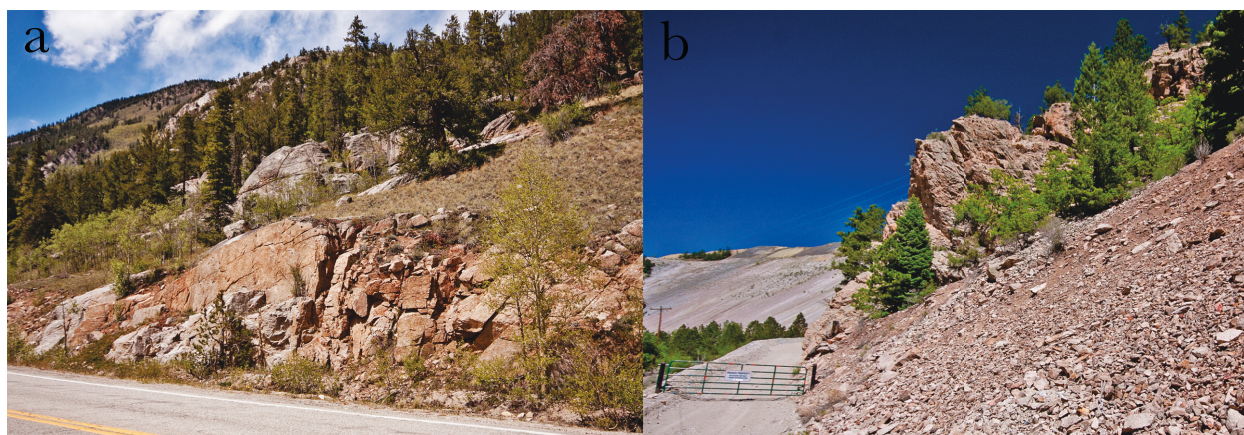


FIGURE 2.1.9: Photographies montrant une intrusion de l'orogénèse Laramide au premier plan devant le socle cristallin daté à 1.4 Ga (a) et intrusion tertiaire associée à une mine de Terre Rares (MolyCorp's mine) (b).

Les dernières roches collectées sont des enclaves crustales contenues dans des intrusions plutoniques mafiques situées au sud-est du CP. Le socle qui affleure sous forme de granitoïde dans la transition entre le sud-ouest du plateau et le Southern Basin and Range a aussi
970 été échantillonné (Fig. 2.1.10).



FIGURE 2.1.10: Photographies montrant une intrusion plutonique mafique au sud-est du Colorado Plateau, contenant des enclaves crustales (a), ainsi que ne nombreuses enclaves sédimentaires (b), et photographie montrant le socle affleurant au sud-ouest du plateau, à la transition vers le Basin and Range (c).

Tous les échantillons ont été dissous chimiquement afin de mesurer la concentration des terres rares (REE) ainsi que les rapports isotopiques du Pb. Les résultats sont présentés dans les tables 2 et 3 de l'annexe 1 et les protocoles analytiques sont décrits dans la sous-section suivante.

2.1.3 Protocole d'analyse des concentrations et des isotopes du

Plomb

La purification du Pb et la mesure des composition isotopiques à partir d'une matrice silicatée ont été élaborées depuis de nombreuses années (Chen and Wasserburg, 1981; Nier et al., 1941) et sont utilisées en routine dans de nombreux laboratoires en France et dans le monde. Ces protocoles ont été utilisés pour satisfaire trois critères (1) la minimalisation de l'erreur sur la mesure des rapports isotopiques, (2) la minimisation des étapes de purification, et enfin (3) le couplage des mesures de composition isotopique avec la mesure des concentrations élémentaires, à partir d'une seule attaque chimique.

2.1.3.1 Préparation et purification chimique des échantillons

Conformément à ce qui a été développé dans le chapitre 1, il est possible d'interpréter les rapports isotopiques du Pb en paramètres géologiques à condition que la phase minérale analysée soit pauvre en Uranium, afin de conserver la composition de sa source lors de sa formation. Le feldspath potassique (K-feld) satisfait le critère d'un rapport U/Pb faible, c'est aussi un minéral abondant dans les roches plutoniques acides. Environ 30 lames minces, représentatives de la totalité des échantillons, ont été produites pour attester la présence et la proportion de K-feld. Les roches ont été réduites à la taille du minéral grâce à un mortier à percussion en acier, puis les particules les plus fines ont été éliminées par tamisage. La séparation des K-feld s'est faite manuellement sous loupe binoculaire à partir des caractéristiques morphologiques et colorimétriques du minéral. Une analyse des REE sur chaque échantillon permet d'estimer la qualité de la séparation notamment grâce à l'indice $Eu/Eu^* = 2 \times Eu/(Sm + Gd)$ positif lorsque la séparation ne contient que du K-feld. La chimie du Pb étant sensible à la pollution par le Pb anthropique présent dans les

poussières, l'ensemble de la séparation a été effectuée sous hotte à flux laminaire. Les outils (mortier, pince de précision et tamis) ont été nettoyés à l'éthanol entre chaque échantillon afin de réduire les risques de contamination croisée.

Les mesures élémentaires et isotopiques sur spectromètre de masse doivent être effectuées sous forme de solutions ioniques, le réseau cristallin des minéraux séparés doit être détruit. Chaque échantillon est pesé pour obtenir une masse initiale d'environ 100 mg, masse minimum nécessaire pour effectuer la mesure des concentrations en REE et la mesures isotopiques du Pb à partir de la même attaque d'une roche plutonique acide.

Une étape de lessivage (leaching) précède la dissolution. En effet, seul le Pb issu de la désintégration radioactive de l'U, le Pb radiogénique, ainsi que le Pb initial portent une information sur l'âge de formation des roches. Le Pb commun présent en surface de l'échantillon à cause du contact avec l'eau et/ou l'air s'est déposé après la formation de la roche et doit donc être retiré. Le Pb et l'acide chloridrique (HCl) ont une bonne affinité (Catanzaro and Kulp, 1964). Une solution d'HCl distillé (HCl*, *pour une fois distillé) de normalité 6 mol.L⁻¹ (6N) est utilisée pour un lessivage suivant le protocole défini dans la table 2.1. Les durées des étapes ont été définies pour préserver une plus grande partie de l'échantillon tout en retirant un maximum de Pb commun. Ce protocole a été appliqué à l'identique sur chaque échantillon, puis l'HCl* 6N est retiré et l'échantillon rincé à l'eau filtrée (miliQ) trois fois pour s'assurer du retrait total du liquide de lessivage contenant le Pb commun.

Ajout 2 mL HCl* 6N	
Plaque chauffante 120-125°C	20 min
Bain à ultrasons	10 min
Plaque chauffante 120-125°C	10 min
Bain à ultrasons	5 min
Plaque chauffante 120-125°C	5 min

TABLE 2.1: Protocole de lessivage. La température de 120-125°C est choisie pour accélérer la cinétique, tout en limitant les pertes d'HCl volatile dans le filletage des bechers. Les ultrasons appliquent une contrainte mécanique de l'acide sur l'échantillon solide.

Les minéraux à dissoudre sont des silicates. L'acide fluorhydrique (HF) crée un complexe gazeux entre F et Si qui permet de détruire la structure cristalline par évaporation de Si. Afin d'accroître l'efficacité de l'attaque et afin de dissoudre d'autres phases minérales (carbonates, phosphates, phases organiques), l'acide nitrique (HNO_3) est utilisé en complément. Un mélange de 5 mL de 2/3 HF et 1/3 HNO_3 dissout entièrement une centaine de mg en moins de deux jours, sur plaque chauffante à 140 °C. Les échantillons sont ensuite évaporés à sec puis repris dans un volume fixe d'HCl* 6N pour prélever 10% de la masse initiale que l'on place dans une nouvelle aliquote, pour la mesure des concentrations.

Afin de mesurer la composition isotopique du Pb, ce dernier doit être séparé des autres ions par chromatographie ionique. Historiquement, la séparation du cation Pb^{2+} s'effectuait sur résine anionique avec HCl comme éluant (Catanzaro and Kulp, 1964), mais cette méthode ne sépare pas efficacement le Pb et le Fe, ce dernier étant un élément majeur dans nos échantillons. Une alternative consiste à utiliser l'acide bromique (HBr) comme éluant (Chen and Wasserburg, 1981), ce dernier formant un complexe fort avec le Pb et une résine anionique lorsque la normalité de l'acide est proche de 1 (Manton, 1988).

Une résine anionique a été placée dans de petites colonnes de fabrication artisanale, à partir de pipette Pasteur en polypropylène. Ces colonnes ont un volume de résine de 0.5 mL, permettant la rétention de tout le Pb de l'échantillon, tout en minimisant les pollutions

externes. La résine utilisée, AG1-X8 100-200 mesh, possède une capacité de 1.2 meq/mL soit 0.6 meq pour 0.5 mL. Pb^{2+} ayant deux charges positives, l'équivalence est de 0.3 mmol d'ion. Pour une masse de 100 mg, l'équivalence correspond à 60 wt% de concentration de Pb ou 20 wt% si l'on considère qu'il n'y a que 1/3 du volume de la colonne où les éléments peuvent s'échanger à cause de la porosité de la résine. Cette concentration est largement supérieure aux plus fortes concentrations de Pb de nos échantillons de l'ordre de 10000 ppm soit 1 wt%. Les échantillons sont repris en HBr puis passent sur la colonne contenant la résine. Le Pb est retenu sur la phase stationnaire et la matrice est éluée. Le Pb est ensuite libéré de la résine avec une élution en HCl* 6N (Tab. 2.2).

Etapes	Eluant	Volume (mL)
Nettoyage colonne	6N HCl*	3*3
Conditionnement colonne	1N HBr	3
Chargement échantillon	1N HBr	3
Elimination matrice	1N HBr	4
Collection Pb	6N HCl*	4

TABLE 2.2: Protocole de séparation du Plomb, sur colonne de 0.5 mL de résine AG1-X8, 100-200 mesh.

2.1.3.2 Mesure des concentrations par ICP-MS et vérification du protocole

Les mesures de concentration des REE sont réalisées sur l'aliquote contenant 10% de la masse initiale de l'échantillon. Les analyses sont opérées par spectrométrie de masse à source plasma (ICP-MS), sur l'Agilent 7500cx du parc analytique de l'ENS Lyon. Les concentrations absolues s'obtiennent à partir d'une gamme étalon entre 0 et 50 $\mu g.L^{-1}$, préparée à partir de solutions standards Alfa Aesar et Plasma Cal. Les concentrations en REE de nos échantillons sont listés dans la table 3 de l'annexe A. Trois standards de roches, les basaltes BHVO-2 et BCR-1 de l'USGS et le Granite GA du CRPG Nancy ont été dissous à l'identique de nos échantillons puis la concentration des REE et du Pb a été

mesurée et comparée aux valeurs standards (Fig. 2.1.11). Les mesures sont identiques aux
 1055 valeurs certifiées.

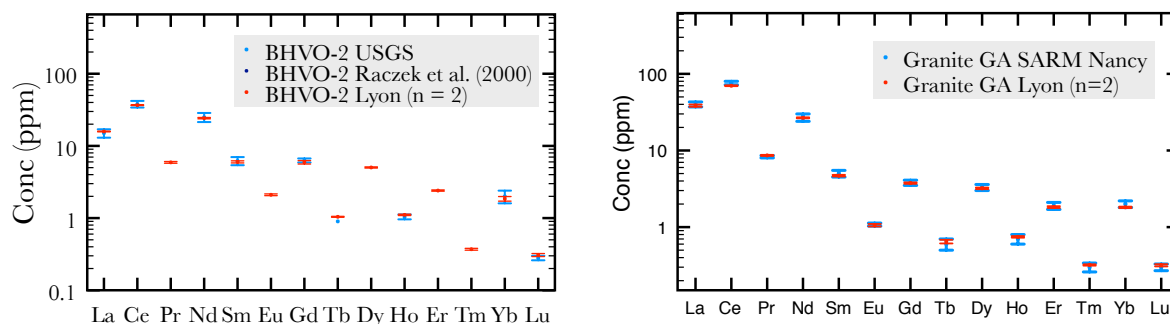


FIGURE 2.1.11: Comparaison des concentrations de standards mesurées avec leur valeurs de référence. Valeurs standards d'après l'USGS, le CRPG Nancy et Raczek et al. (2000).

La séparation par chromatographie ionique a été vérifiée en mesurant la concentration de Fe, Al, K, Sr, Nd, Pb, Th et U des standards, avant et après passage sur colonne (Fig. 2.1.12). La matrice est correctement supprimée. En considérant une attaque de 100 mg de K-feld, il y a 14 mg de K et 10 mg d'Al, soit 1.4 et 1.0 mg respectivement dans l'aliquote
 1060 qui représente 10% de la masse initiale. Au minimum 95% de K et Al sont éliminés par la colonne soit 0.07 et 0.05 mg respectivement après séparation, ce qui correspond à 35 et 25 $mg.L^{-1}$ respectivement pour une reprise dans un volume de 2 mL. Ces concentrations sont deux ordres de grandeur en dessous de la limite à partir de laquelle ces éléments peuvent interférer sur la transmission des éléments dans le MC-IPC-MS pour la mesure
 1065 des composition isotopiques du Pb.

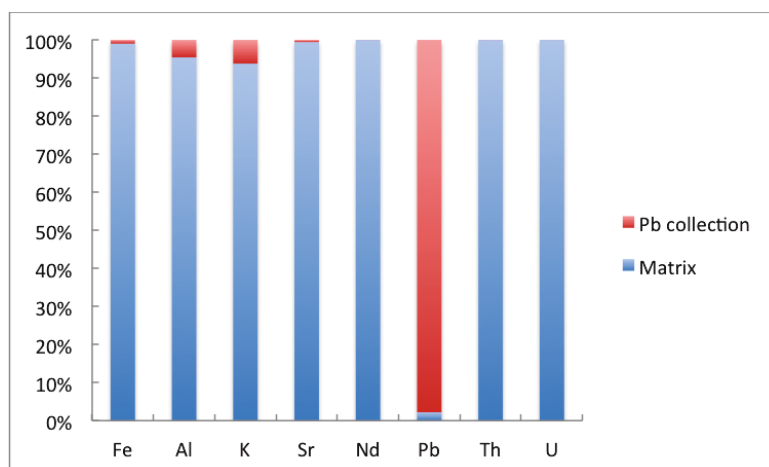


FIGURE 2.1.12: Rendement de la séparation du Plomb des autres ions de la matrice par chromatographie ionique.

En comparant la masse d'échantillon avant et après le lessivage, il est possible de déterminer la masse d'échantillon perdue dans le liquide de lessivage. En moyenne, 10% de la masse initiale des échantillons sont perdus dans l'HCl* 6N utilisé pour le lessivage (Fig. 2.1.13). Nous avons également comparé la masse de certains éléments (Fe, Al, K, Sr, Nd, Pb, Th et U) avant et après le lessivage pour déterminer la perte de chacun d'entre eux dans le liquide (Fig. 2.1.13). Les ions qui ne font pas partie de la structure cristalline du K-feld comme Fe, Sr, Nd, U, ou Th sont entièrement retirés par le lessivage, ce qui signifie qu'ils étaient en surface du minéral. Les ions qui constituent le minéral comme K ou Al sont modérément soustraits et enfin le Pb se situe entre ces deux groupes d'éléments, ce qui montre qu'il est à la fois constituant du minéral et présent en surface des minéraux.

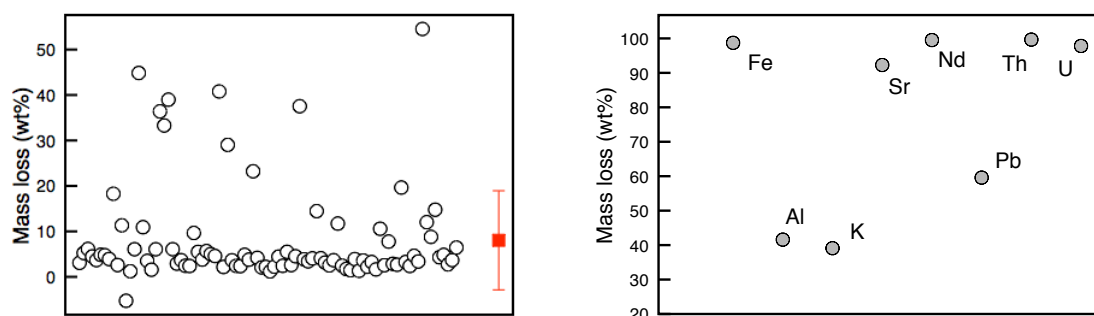


FIGURE 2.1.13: Comparaison des masses d'échantillon avant et après le lessivage, exprimé en perte de masse par rapport à la masse initiale de l'échantillon (gauche). Le symbole rouge indique la moyenne de tous les échantillons avec l'écart-type. La masse de certains éléments chimiques dans l'échantillon avant lessivage a également été comparée à la masse des mêmes éléments dans le liquide de lessivage (droite). La proportion de la masse d'un élément dans le liquide par rapport à la masse initiale indique la perte de masse.

Enfin la mesure du blanc du Pb sur l'ensemble du protocole permet d'éliminer les pollutions de l'air, de l'acide ou de la résine, malgré la manipulation des échantillons sous hottes à flux laminaire en salle blanche, l'utilisation de résines lavées plusieurs fois à l'HCl* 6N et l'utilisation d'acides distillés. Le blanc s'élève à 23 picog, une masse bien inférieure au Pb de l'échantillon. En effet, il y a au minimum 100 mg d'échantillon à 1 ppm de Pb, ce qui donne une masse de Pb de 100 000 picog.

2.1.3.3 Mesure des isotopes du Plomb par MC-ICP-MS

La mesure des isotopes du Pb a été effectuée par spectrométrie de masse à source plasma et multi-collection (MC-ICP-MS). Cette méthode, développée depuis les années 1990, permet une mesure en simultanée de plusieurs isotopes. Le spectromètre ayant une sensibilité qui change au cours du temps, la mesure en simultané des isotopes permet de s'affranchir des variations de signal que l'on a lorsque l'on mesure les isotopes les uns après les autres

(Walder et al., 1993). Les données ont été acquises à l'ENS Lyon, sur le Thermo Neptune Plus du parc analytique.

1090 Contrairement à la spectrométrie par thermo-ionisation (TIMS) où l'ionisation est produite par chauffage d'un filament, la spectrométrie plasma (ICP-MS) utilise la haute température d'un plasma d'Argon (Ar). L'échantillon liquide est introduit dans la machine par un gaz d'Ar porteur qui va le transformer en aérosol au niveau du nébuliseur (Fig. 2.1.14). Une fois le plasma traversé, les ions chargés sont dirigés dans l'appareil, via deux cônes
1095 qui forment un faisceau fin. S'en suit un ensemble de lentilles qui convergent le faisceau, pour arriver au niveau de deux secteurs discriminants, un analyseur électrostatique (ESA) et un aimant. Le premier va trier les ions en fonction de leur énergie cinétique alors que le deuxième va diverger le faisceau en fonction du rapport masse/charge des particules. Au final, des collecteurs mobiles sont déplacés pour mesurer tous les isotopes de l'élément
1100 étudié ainsi que les isotopes d'autres éléments utilisés pour les corrections.

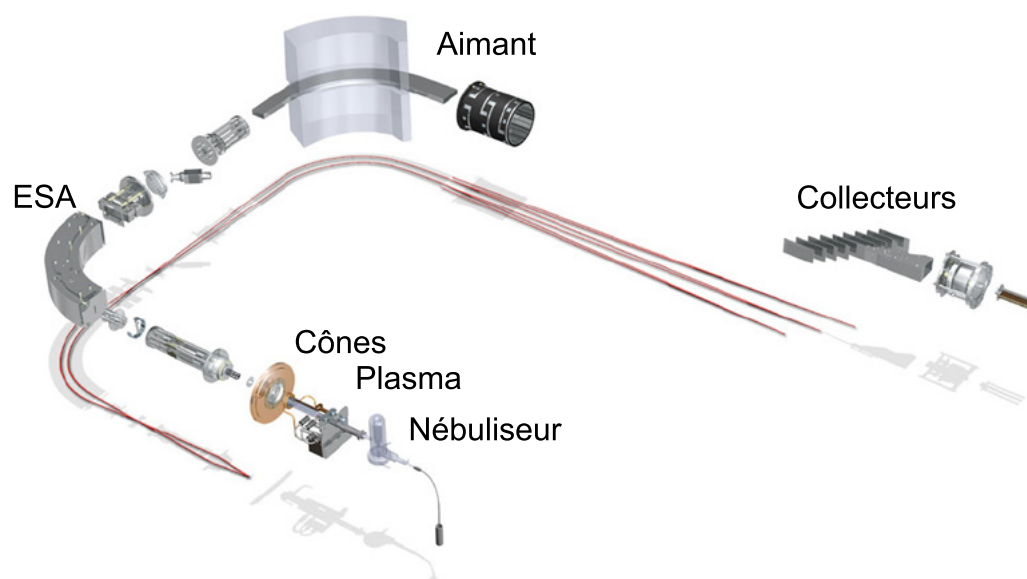


FIGURE 2.1.14: Schéma des modules du spectromètre de masse MC-ICP-MS Thermo Neptune Plus. Le faisceau de particules est dessiné en rouge, les deux secteurs discriminants sont le secteur électrostatique (ESA) et le secteur magnétique qui permettent un tri en énergie et en masse respectivement. Modifié d'après Thermo.

Il est possible que plusieurs isotopes ou molécules de même masse soit mesurées ensemble par le même collecteur. L'oxygène étant abondant, ce sont souvent des oxydes qui vont produire ces interférences dites isobariques. Il est possible qu'il n'y ait non pas une simple, mais une double ionisation des éléments qui peut interférer les isotopes mesurées puisque le spectromètre sépare les particules selon leur rapport masse/charge.

Dans le cas du Pb, la configuration des collecteurs est indiqué dans la table 2.3. Les quatre isotopes du Pb, 204-206-207-208, sont mesurées, avec la masse 202 qui permet de corriger l'intéférence isobarique du Mercure (Hg) sur la masse 204. Les masses 203 et 205 correspondent au Thallium (Tl), pour corriger le fractionnement de masse de la machine (White et al., 2000).

2.1 Isotopie du Plomb des roches plutoniques acides de l'ouest U.S.A.

L3	L2	L1	IC1 (central)	H1	H2	H3
^{202}Hg	^{203}Tl	^{204}Pb	^{205}Tl	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb
		^{204}Hg				

TABLE 2.3: Configuration des collecteurs du Thermo Neptune Plus pour l'isotopie du Plomb. IC signifie compteur d'ions et L/B signifie cage de Faraday en position basse ou haute respectivement.

Le MC-ICP-MS permet une mesure précise des rapports isotopiques, mais les valeurs brutes issues de la machine ne peuvent être utilisées sans correction visant à éliminer le fractionnement de masse instrumental et la dérive au cours du temps. Le fractionnement de masse est issu de la cassure des liaisons chimiques lors du passage de l'échantillon dans le plasma. Son effet peut être retiré en modélisant la séparation de deux ions de charges opposées. L'approximation harmonique (Vanhaecke et al., 2009) stipule que l'on peut décrire l'énergie d'un ion dans une liaison sous forme d'un potentiel d'énergie avec un minimum symbolisant l'équilibre entre les forces d'attraction et les forces de répulsion. Dans ce modèle, l'énergie de vibration des isotopes va dépendre de leur masse, les isotopes lourds ayant une énergie plus basse que les isotopes légers, et il est possible de corriger ce fractionnement par une loi de Rayleigh ou loi linéaire, par exemple pour le Sr (Eq. 2.1.1) (Dickin, 2005).

$$F = \frac{1}{\Delta M} \times \left(\frac{\left(\frac{^{88}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{mesuré}}}{\left(\frac{^{88}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_{\text{vrai}}} - 1 \right) \quad (2.1.1)$$

ΔM est la différence de masse entre les deux isotopes stables 88 et 87 du Sr qui vaut 2.003. D'autres lois sont applicables, notamment une loi de puissance (Wasserburg et al., 1981) qui est appliquée dans le cas du Pb (Albarede et al., 2004). Cependant, le Pb n'a qu'un isotope stable, ^{204}Pb . La correction du fractionnement de masse impose l'ajout d'un étalon dont on connaît le rapport isotopique et dont les masses sont proches de celle du Pb (Walder and Futura, 1993), par exemple le Tl de masses 203 et 205 (White et al., 2000).

En pratique, les échantillons sont repris dans une solution de Tl JMC de composition isotopique connue, avec une concentration de 100 ppb qui permet la mesure des isotopes de Tl autour de 1 volt sur les collecteurs. La valeur $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ mesurée est comparée à la valeur théorique de 2.388 via une loi puissance (Eq. 2.1.2).

$$F = \frac{\ln \left(\frac{\left(\frac{^{205}\text{Tl}}{^{203}\text{Tl}} \right)_{\text{vrai}}}{\left(\frac{^{205}\text{Tl}}{^{203}\text{Tl}} \right)_{\text{mesuré}}} \right)}{\ln \left(\frac{M^{205}\text{Tl}}{M^{203}\text{Tl}} \right)} \quad (2.1.2)$$

L'équation 2.1.2 nous donne le coefficient de fractionnement de masse à un instant donné. Les rapports isotopiques sont corrigés du fractionnement de masse au même instant en appliquant l'équation 2.1.3.

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{corrigé}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_{\text{mesuré}} \times \left(\frac{M^{206}\text{Pb}}{M^{204}\text{Pb}} \right)^F \quad (2.1.3)$$

Ensuite, nous devons corriger la dérive de la machine au cours du temps, par encadrement de standards (White et al., 2000). Tous les deux échantillons, un standard NBS981 de composition isotopique connue (Eisele et al., 2003) est passé et chaque échantillon est corrigé en prenant en compte le poids statistique des deux standards qui l'encadrent.

Afin de vérifier la fiabilité des mesures et des corrections, les standards de roches terrestres BHVO-2, BCR-1, et granite GA ont été analysés et leurs compositions isotopiques sont reportées dans la figure 2.1.15. Les mesures isotopiques à partir d'échantillons lessivés sont conformes aux données de la littérature. Les échantillons non lessivés ont des compositions isotopiques en Pb différentes des valeurs de la littérature et il semble que tous nos échantillons analysés dessinent une droite due à la présence de Pb commun, dont la valeur est différente de celle de (Stacey and Kramers, 1975).

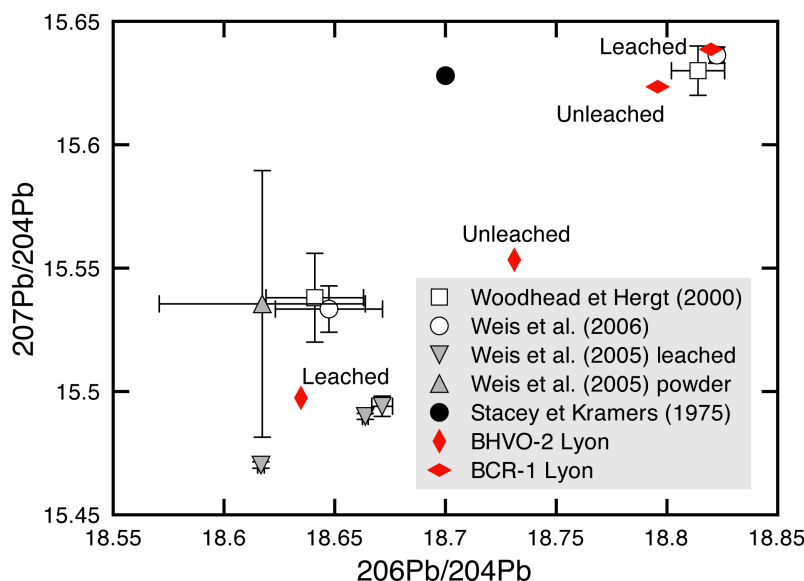


FIGURE 2.1.15: Composition isotopique en Plomb des standards de l'USGS comparée aux données de la littérature (Woodhead and Hergt, 2000; Weis et al., 2005, 2006) et à la valeur du Plomb commun de Stacey and Kramers (1975).

Enfin nous avons comparé la composition isotopique en Pb d'un échantillon qui a subi un lessivage avec la composition de son résidu (Fig. 2.1.16). Le liquide de lessivage possède une composition très contrastée, bien plus élevée que le Pb commun (Stacey and Kramers, 1975). Ces résultats indiquent que l'étape de lessivage est nécessaire pour ne pas fausser l'interprétation des rapports isotopiques en paramètres géologiques avec l'ajout d'une composante de Pb très radiogénique.

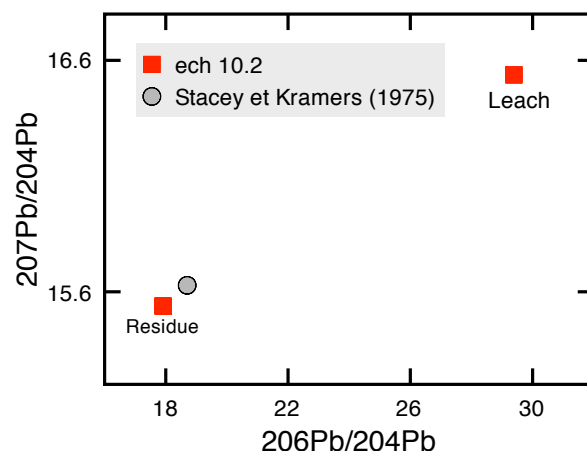


FIGURE 2.1.16: Composition isotopique en Plomb d'un échantillon et de son résidu de lessivage.

Au final nous obtenons cinq rapports isotopiques $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, corrigés du fractionnement de masse et des interférences iso-
 1155 bariques. Les mesures des isotopes du Pb des échantillons du CP sont reportées dans la table 2 de l'annexe A. L'interprétation de ses données se fait dans le chapitre 3.

2.2 Isotopie du Néodyme et de l'Hafnium des roches volcaniques du Colorado Plateau

2.2.1 Données de la littérature et échantillons analysés

1160 De nombreuses laves Cénozoïques et Quaternaires recouvrent l'ouest U.S.A. (Fitton et al., 1991; Beard and Johnson, 1997), la plupart ayant subi des analyses chimiques. Les données de concentrations puis de rapports isotopiques se sont multipliées entre les années 1970 et 1990, justifiant la base de données NAVDAT. Du fait de sa difficulté d'analyse par

TIMS, peu de données isotopiques de l'Hf existaient avant l'avènement des mesures par
 1165 MC-ICP-MS dans les années 1990-2000 (Blichert-Toft et al., 1997). Dès lors, la plupart des
 régions volcaniques ont été échantillonnées et analysées en quelques études (Fig. 2.2.1),
 notamment celle de Beard and Johnson (1997) (Tab. 2.4). Les données de la littérature
 sont reportées dans la table 4 de l'annexe 1.

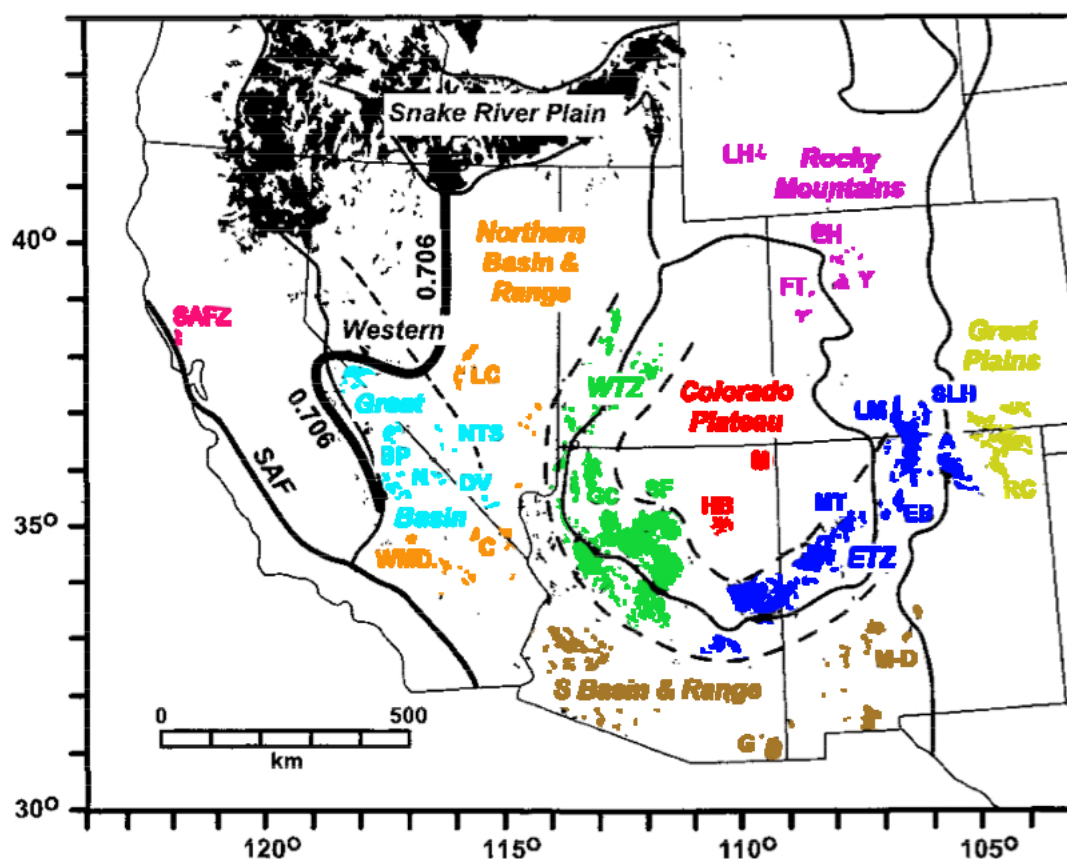


FIGURE 2.2.1: Carte du volcanisme ouest U.S.A montrant les principales régions. SAFZ : San Andreas Fault Zone, BP : Big Pine, N : Nova, DV : Death Valley, NTS : Nevada Test Site, WMD : Western Mojave Desert, C : Cima, LC : Lunar Crater, G : Geronimo, MD : Mogollon-Datil, HP : Hopi Buttes, M : Navajo, GC : Grand Canyon, SF : San Francisco volcanic field, A : Amalia, EB : Espanola Basin, LM : Los Mogotes, MT : Mount Taylor, T : Taos Plateau, SLH : San Luis Hill, EH : Elkhead, LH : Leucite Hills, Y : Yampa and Yarmoni, FT : Flat Tops, and RC : Raton-Clayton. D'après Beard and Johnson (1997).

	GP	RM	CP	ETZ	WTZ	sBR	nBR	GB
Salters and Hart (1991)	5	-	-	-	-	-	-	-
Johnson and Beard (1993)	4	-	-	15	-	6	-	-
Beard and Johnson (1993)	-	13	-	2	-	-	-	-
Zhu (1995)	4	-	-	-	-	-	-	-
Beard and Johnson (1997)	-	-	4	-	4	-	10	34
Carlson and Nowell (2001)	-	-	7	-	-	-	-	-
Total	13	13	11	17	4	6	10	34

TABLE 2.4: Nombre d’analyses isotopiques de l’Hafnium de la littérature, en fonction des régions volcaniques. GP : Great Plains, RM : Rocky Mountains, CP : Colorado Plateau, ETZ : East Transition Zone, WTZ : West Transition Zone, sBR : southern Basin and Range, nBR : northern Basin and Range, GB : Great Basin.

Les laves du CP au sens strict se trouvent dans les champs volcaniques de Navajo et de Hopi Buttes (Fig. 2.2.1). A l’est, nous avons la transition ETZ avec les champs principaux de Zuni-Bandera, Mount Taylor, Espanola Basin, Los Mogotes et Taos Plateau. A l’extrême est, nous retrouvons Raton-Clayton, l’unique champ des Great Plains. Au nord, nous avons les champs des Rocky Mountains avec Leucite Hills, Yampa, Yarmony, Flat Tops et Elkhead. La transition vers l’ouest WTZ est représentée par les deux champs du Grand Canyon et de San Francisco volcanic field. Le Basin and Range se sépare en deux segments, l’un au sud avec les champs Geronimo et Mogollon-Datil, l’un au nord-ouest avec les champs Western Mojave Desert, Cima et Lunar Crater. Enfin à l’ouest, nous retrouvons les champs du Great Basin avec Big Pine, Nova, Death Valley et Nevada Test Site et même ceux de San Andreas Fault Zone à l’extrême ouest.

Il y a de nombreux champs volcaniques mais ceux du Colorado Plateau et de la transition ouest (Carlson and Nowell, 2001; Beard and Johnson, 1997) ont moins attiré l’attention que les champs de la transition est, des Rocky Mountains, et des Great Plains pour les données isotopiques de l’Hf (Johnson and Beard, 1993; Beard and Johnson, 1993). C’est pour cette raison que l’étude s’est focalisée sur ces champs (Tab. 2.5), notamment celui de San Francisco, ainsi que le champ Zuni-Bandera de la transition est, dont les études

récentes sont dépourvues d'analyses isotopiques d'Hf (Peters et al., 2008). Les échantillons sous forme de poudre ou sous forme de granulats réduits en poudre dans un mortier en agate ont été collectés par Frank Ramos (Ramos, 2000) et Mary Reid qui ont également rassemblés les échantillons de Phil Kyle, Nelia Dunbar, Francis Albarède, David Moecher, Julie Floyd, Jim Hooten pour les champs Zuni Bandera, Navajo, San Francisco et Hopi Buttes. Les analyses isotopiques sont disponibles dans la publication Reid et al. (2012), insérée dans le chapitre 4.

Eastern Transition Zone	Zuni Bandera	21
Colorado Plateau	Hopi Buttes	4
	Navajo	6
Western Transition Zone	San Francisco	34
	southwestern Utah	11

TABLE 2.5: Nombre d'analyses isotopiques de l'Hafnium réalisées lors de cette étude.

2.2.2 Protocole d'analyse des isotopes du Néodyme

2.2.2.1 Purification chimique du Néodyme

La mesure isotopique de basaltes récents ne nécessite pas de correction d'âge et les roches ne présentent pas de phases réfractaires. L'attaque des échantillons est simplifiée, sans avoir recourt à une attaque sous pression avec une bombe, et il n'y a pas besoin d'ajouter un dopant isotopique ou spike. Le protocole suivant consiste à séparer Hf et Nd par précipitation sélective après une attaque chimique en suivant la procédure de Blichert-Toft et al. (1997); Blichert-Toft (2001) puis la purification de ces deux éléments à partir de la même attaque est opérée en parallèle (Blichert-Toft et al., 2005).

Pour augmenter la surface de contact entre la roche et l'acide et donc pour une dissolution plus efficace, la roche est réduite sous forme de poudre. Pour chaque échantillons, plusieurs

morceaux de taille centimétrique sont broyés dans un mortier en agate, pour ne pas biaiser les résultats par la dominance d'une phase minérale. Environ 500 mg de poudre est attaquée par un mélange 3/1 d' $HF_{conc}^{**}/HNO_{3\ conc}^{*}$ en moins de 48h.

Nd et Hf peuvent se séparer par chromatographie ionique, avec HCl^{*} comme éluant. Cependant une méthode de complexation permet une séparation plus simple. Le Fluore de HF^{**} forme des fluorures de Ca et Mg qui précipitent et entraînent les REE dans le solide mais les éléments HFS dont l'Hf restent en solution (Fig. 2.2.2) (Blichert-Toft et al., 1997). Après évaporation du mélange d'attaque, l'ajout de HF^{**} chauffé sur plaque pendant 48h forme les fluorures de Ca et Mg. Le précipité est séparé du liquide par centrifugation et la purifications de Nd et de Hf peut s'opérer en parallèle (Fig. 2.2.3). Lorsque la roche possède initialement plus de 12 wt% de MgO , il a été observé que l'Hf était aussi entraîné par le précipité de fluorure de Ca et Mg. Dans ce cas une séparation par résine cationique est obligatoire. En utilisant HCl^{*} comme éluant avec des traces d' HF^{**} , l'Hf est élué en premier puis le reste de la matrice sauf les REE est éliminé par HCl^{*} 2.5N. Les REE sont élués par HCl^{*} 6N.

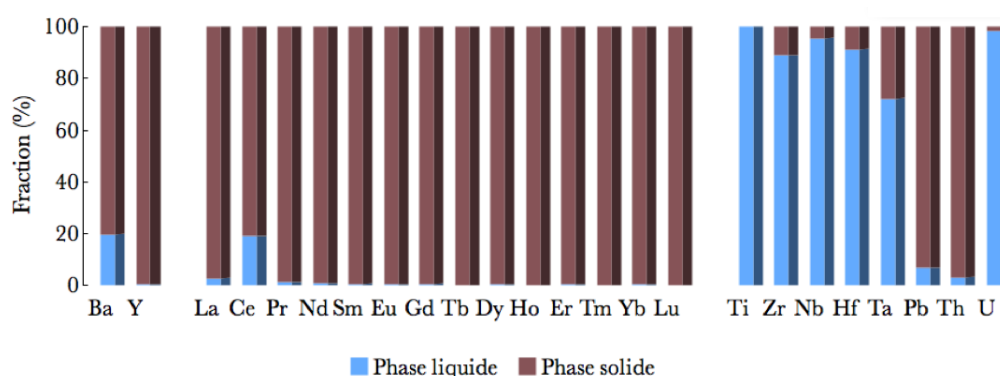


FIGURE 2.2.2: Affinité des éléments pour le complexe de fluorure de Calcium et Magnésium. D'après les données de Blichert-Toft et al. (1997).

incorpore l'acide di(2-ethylhexyl) phosphorique ou HDEHP. Les résultats sont identiques mais l'acide sur les billes de téflon est plus rapidement lessivé de ce support au cours des séries d'échantillons. La résine LN Spec a donc été privilégiée et le protocole de séparation du Nd est décrit dans la table 2.7.

Etape	Eluant	Volume (mL)
Nettoyage colonne	6N HCl*	30
Conditionnement colonne	2.5N HCl*	15
Chargement échantillon	2.5N HCl*	1
Elimination de la matrice	2.5N HCl*	20
Elimination de la matrice	6N HCl*	3
Collection des REE	6N HCl*	10

TABLE 2.6: Protocole de séparation des REE de la matrice silicatée sur colonne de 3 mL de résine AGW50-X8, 200-400 mesh.

Etape	Eluant	Volume (mL)
Nettoyage colonne	6N HCl*	90
Conditionnement colonne	0.25N HCl*	20
Chargement échantillon	0.25N HCl*	1
Elimination de la matrice	0.25N HCl*	10
Collection du Néodyme	0.25N HCl*	11

TABLE 2.7: Protocole de séparation du Néodyme des autres Terres Rares sur colonne en quartz de 2 mL avec la résine LN Spec. Pour la résine de fabrication artisanale, les volumes sont équivalents sauf le volume d'élimination de la matrice qui est de 3 mL et le volume de collection du Néodyme qui est de 15 mL.

2.2.2.2 Mesure par MC-ICP-MS du Néodyme

Les compositions isotopiques du Nd ont été mesurés par spectrométrie de masse multi-collection (Walder et al., 1993) sur le Nu Instrument 500 du parc analytique de l'ENS Lyon à partir du protocole décrit dans Luais et al. (1997). L'efficacité électrique des collecteurs est réglée pour que le standard isotopique affiche sa valeur certifiée. Le standard utilisé

est un standard local, le Rennes in house avec $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511961 \pm 000013$, calibré à partir du standard La Jolla avec $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511856$ (Chauvel and Blichert-Toft, 2001). Contrairement au Thermo Neptune Plus où les collecteurs sont mobiles, les cages sont fixes sur le Nu 500. Les différents isotopes sont focalisés grâce à des lentilles electro-
1245 statiques. La configuration des collecteurs est indiquée dans la table 2.8. Le fractionnement de masse est corrigé par noramlisation au rapport $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, en appliquant une loi de fractionnement exponentielle, la masse 144 ayant été corrigée de l'interférence isobarique du Sm par la mesure du rapport 147/144. Ce n'a été que partiellement retiré lors de la purification chimique mais il n'interfère que sur la masse 142, non mesurée. Enfin le
1250 fractionnement de masse est contrôlé par la justesse des rapports stables $^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, et $^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, l'interférence du Sm sur les masses 144, 148 et 150 ayant été corrigée au préalable.

Les résultats sont exprimés en unité ε (Eq. 2.2.1), qui compare le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mesuré à la valeur chondritique (CHUR) (DePaolo and Wasserburg, 1976a). Les résultats
1255 des échantillons du CP sont présentés dans le chapitre 4.

$$\varepsilon_{\text{Nd}} = \left(\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{sample}}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}}} - 1 \right) \times 10^4 \quad (2.2.1)$$

H5	H4	H3	H2	H1	Axial	L1
^{150}Nd	^{148}Nd	^{147}Sm	^{146}Nd	^{145}Nd	^{144}Nd	^{143}Nd
^{150}Sm	^{148}Sm				^{144}Sm	

TABLE 2.8: Configuration des collecteurs (L/B pour cage de Faraday en position basse ou haute respectivement) du Nu Instrument 500 pour la mesure des isotopes du Néodyme.

2.2.3 Protocole d'analyse des isotopes de l'Hafnium

2.2.3.1 Purification chimique de l'Hafnium

La purification chimique de Hf est réalisée en trois étapes visant à retirer le zirconium (Zr) et le titane (Ti) qui interfèrent respectivement sur les masses de Hf et sur le signal dans l'ICP-MS (Patchett and Tatsumoto, 1980). Le protocole suivi est celui de Blichert-Toft et al. (1997); Blichert-Toft (2001) avec deux passages sur colonne à résine échangeuse d'ions. La première colonne élimine les ions contenus dans le liquide après la complexation des fluorures, notamment les REE qui n'ont pas intégré le complexe et qui interfèrent les masses 176 et 174 de Hf. La résine est anionique, et avec un éluant mixte 0.5N HF**/0.5 N HCl*, les éléments HFSE dont Hf sont retenus dans la phase stationnaire. Après élution de la matrice, ces éléments sont décrochés de la résine par ajout d'HCl* 6N (Tab. 2.9).

Parmi les éléments collectés, Ti diminue fortement la transmission du signal dans le spectromètre de masse. La deuxième colonne a pour but de retirer cet élément avec une résine cationique et un éluant HCl* 2.5 N avec des traces d' H_2O_2 pour séparer Ti sous sa forme oxydée, visible par une coloration rouge. HF doit être enlevé du système car il empêche la séparation du Ti en formant des complexes forts avec tous les HFSE. Les échantillons sont évaporés à l'acide perchlorique $HClO_4$ afin de monter la température au dessus de 203°C, température d'évaporation de $HClO_4$, fortement supérieure à la température d'évaporation d'HF de 20°C. L'évaporation $HClO_4$ est répétée trois fois dans des béchers en PTFE, résistants aux fortes températures. Une fois toute trace d'HF éliminée, la deuxième colonne permet le retrait de Ti, avec le protocole indiqué dans la table 2.10.

Etape	Eluant	Volume (mL)
Nettoyage colonne	24N HF*	10
Nettoyage colonne	6N HCl*-H ₂ O	4*10-3*10
Conditionnement colonne	0.5N HF**/0.5N HCl*	10
Chargement échantillon	0.5N HF**/0.5N HCl*	1
Elimination de la matrice	0.5N HF**/0.5N HCl*	20
Collection des HFSE	6N HCl*	6

TABLE 2.9: Protocole de séparation des éléments HFSE tels que Hafnium-Zirconium-Titane sur une colonne avec 2 mL de résine AGW1-X8, 100-200 mesh. Le nettoyage de la colonne se fait par alternance de 6N HCl* et H₂O.

Etape	Eluant	Volume (mL)
Nettoyage colonne	4N HF*	10
Nettoyage colonne	6N HCl*	20
Conditionnement colonne	2.5N HCl*	8
Chargement échantillon	2.5N HCl*+ 60 μ L H ₂ O ₂	0.3
Elimination du Titane	2.5N HCl*+ trace H ₂ O ₂	5.5
Collection de l'Hafnium et Zirconium	2.5N HCl*/0.3N HF**	5

TABLE 2.10: Protocole de séparation de l'Hafnium et Zirconium sur une colonne avec 2 mL de résine AGW50-X8, 200-400 mesh. Pour l'élution de la matrice, on utilise une solution de 60 mL de 2.5N HCl* à laquelle on ajoute 240 μ L de H₂O₂.

2.2.3.2 Mesure par MC-ICP-MS de l'Hafnium

La composition isotopique de l'Hf a été mesurée sur le MC-ICP-MS Nu Instrument 500 du parc analytique de l'ENS Lyon suivant le protocole de (Blichert-Toft et al., 1997; Blichert-Toft, 2001). L'efficacité électrique des collecteurs est réglée pour que le standard isotopique JMC-475 affiche sa valeur certifiée de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282163 \pm 0.000009$. La configuration des collecteurs est indiquée dans la table 2.11. Les interférences isobariques de Lu sur la masse 176 sont corrigées par mesure de la masse 175 et les interférences de Yb sur les masses 174 et 176 sont corrigées par mesure de la masse 172. Le fractionnement de masse est corrigé par le rapport $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, en appliquant une loi de fractionne-

ment exponentielle. Ce fractionnement est contrôlé par la justesse des rapports stables $^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ et $^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, les interférences du Tantale (Ta) et du Tungstène (W) sur la masse 180 étant corrigées par la mesure des masses 181 et 183 respectivement. Les résultats des échantillons du CP, également exprimés sous le format ε par rapport au CHUR, sont présentés dans le chapitre 4.

L3	L2	L1	Axial	H1	H2	H3	H4	H5
^{173}Yb	^{175}Lu	^{176}Hf	^{177}Hf	^{178}Hf	^{179}Hf	^{180}Hf	^{181}Ta	^{183}W
		^{176}Yb				^{180}W		
		^{176}Lu				^{180}Ta		

TABLE 2.11: Configuration des collecteurs du Nu Instrument 500 pour la mesure des isotopes de l'Hafnium.

Projets de recherche

Chapitre 3

Cartographie isotopique du plomb de la croûte de l'ouest U.S.A.

1295 Dans ce troisième chapitre figure la cartographie des isotopes du plomb (Pb) de la croûte continentale ouest U.S.A. comparée aux observations sismiques du manteau sous-jacent. Cette étude a fait l'objet d'un manuscrit en cours de révision pour le journal Earth and Planetary Science Letters, inséré dans la deuxième section. La première section introduit et résume le manuscrit.

1300 3.1 Introduction et résumé du manuscrit

De nombreuses analyses des isotopes du Pb sur roches crustales acides de l'ouest U.S.A. se sont accumulées au cours des dernières décennies, comme l'indiquent les chapitres 1 et 2. Ces données ont été divisées en trois catégories : les minerais sulfurés, les roches plutoniques acides et les feldspaths potassiques contenus dans les roches plutoniques acides.

1305 Les minerais sulfurés et les feldspaths possèdent un très faible rapport U/Pb, ils peuvent

être utilisés pour calculer des âges modèles. Les roches totales ont aussi été intégrées dans la base de données car de nombreuses mesures existent dans la littérature.

La compilation des données est disponible dans la table 1 de l'annexe 1 et est présentée dans la figure 1 du manuscrit. La figure 1a montre la répartition géographique de chaque échantillon pour les trois catégories. La figure 1b est un histogramme 2D indiquant la quantité d'échantillons sur chaque cellule d'une grille de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ sur l'ouest U.S.A. La combinaison des trois catégories permet une couverture quasi-complète de l'ouest U.S.A. Les exceptions sont au nord-ouest à cause des grands plateaux volcaniques basiques et au sud-est à cause du Colorado Plateau (CP) sédimentaire.

Très peu de données sur la croûte existent sous les plateaux volcaniques hormis de rares enclaves crustales intégrées à notre base de données (Leeman, 1979; W.P.Leeman et al., 1985). Le CP offre plus d'informations avec la présence de roches volcaniques et plutoniques intrusives dont certaines possèdent des enclaves crustales. Une mission de terrain a été menée afin de collecter des enclaves sur le CP ainsi que des roches plutoniques acides de la bordure nord-est et est du plateau. La figure 2 du manuscrit localise les échantillons suivant leur type.

L'analyse isotopique des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ a été effectuée en laboratoire et ces mesures ont été ajoutées à notre base de données. Les rapports bruts ont été convertis en trois paramètres géologiques indépendants qui sont l'âge modèle (T), et les rapports U/Pb (μ) et Th/U (κ) de la source des roches, d'après le modèle d'Albarede et al. (2012). Ce modèle utilise le Pb primitif (Tatsumoto et al., 1973; Blichert-Toft et al., 2010b) et le Pb commun (Stacey and Kramers, 1975) comme points d'ancrage. Les compositions isotopiques sont modélisées à partir du μ et κ mantellique d'Albarede and Juteau (1984). En réécrivant les équations de désintégration des isotopes ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th en ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb , nous arrivons à un système de trois équations à trois inconnues T, μ et κ , avec comme données entrainées les trois rapports isotopiques du Pb.

Les équations sont résolues via un programme Matlab ou le solveur du tableur Excel. Afin de comparer ce modèle aux travaux de Stacey and Kramers (1975) et d'estimer l'erreur sur l'âge, nous avons comparé les âges modèles calculés par Albarede et al. (2012) et Stacey and Kramers (1975) à partir des données de Stacey and Kramers (1975). Les résultats sont dans la figure 4 du manuscrit et montrent que les deux modèles sont en accords moyennant une erreur de 100 Ma sur T pour les derniers 2.8 Ga.

L'étude a pour but de dresser la répartition des isotopes du Pb mais aussi de comparer cette répartition avec les images tomographiques détaillées issues du réseau USArray. Pour ce faire, les données isotopiques ont été cartographiées sur une grille de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ sur tout l'ouest américain. Chacun des trois paramètres T, μ et κ ont été interpolés sur cette grille. Pour μ et κ , nous avons utilisé la moyenne de toutes les valeurs inclues dans chacune des cellules. Pour T, nous ne pouvions pas utiliser la moyenne qui est biaisée à cause du recyclage crustal comme le montre l'histogramme de la figure 3 du manuscrit. Nous avons séparé la distribution d'âge en pourcentiles pour garder la valeur de 97.5%. Cela permet d'éliminer les âges les plus anciens qui sont incohérents pour obtenir le plus vieil âge de formation crustal, comme le montre la figure 3 du manuscrit.

La figure 5 du manuscrit présente les données de concentration des Terres-Rares (REE) et les isotopes du Pb pour les échantillons du CP. Le spectre des REE montre des anomalies positives marquées en Eu/Eu*, indicateur de la présence de feldspaths. Certains échantillons sont dépourvus d'anomalie positive, il s'agit de roches totales ou de séparations de feldspaths associées à des phases riches en REE. Sur le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, les échantillons s'alignent sur une isochrone à 1.7 Ga qui correspond à l'âge protérozoïque de la province crustale du CP (Bennett and DePaolo, 1987; Condie, 1992; Selverstone et al., 1999; Whitmeyer and Karlstrom, 2007). Certains échantillons sont très radiogéniques mais ils possèdent un rapport Eu/Eu* très faible, ce qui indique la présence de phases riches en REE et U qui ont altéré l'âge. Le graphique de l'âge modèle

T en fonction du rapport Eu/Eu^* montre que les âges les plus vieux sont donnés par des échantillons à fort Eu/Eu^* , les échantillons uniquement composés de feldspaths. Ces échantillons à fort rapport Eu/Eu^* sont les moins radiogéniques dans le graph $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et ce sont aussi ceux qui semblent être le moins radiogénique dans le graph $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ où les données sont dispersées autour du rapport Th/U planétaire (Blichert-Toft et al., 2010b).

Les cartes des paramètres T, μ et κ de l'ensemble des données sur les trois catégories sont présentées dans la figure 6 du manuscrit. Mises à part quelques régions localisées, les trois paramètres sont similaires entre les trois catégories d'échantillons. Les âges modèles sont en accord avec les âges tectoniques des provinces (Hurley and Rand, 1969; Whitmeyer and Karlstrom, 2007), contrairement aux âges modèles Nd, plus vieux comme le montre la figure 7 du manuscrit. Les âges tectoniques et les âges modèles Pb plus jeunes que les âges Nd indiquent du recyclage crustal mais certaines provinces ont des âges Pb plus jeunes que les âges tectoniques. La cartographie du rapport μ témoigne des valeurs plus élevées au dessus du Basin and Range et un rapport plus faible aux alentours, à part quelques valeurs fortes dans le Wyoming et l'est Idaho. κ dessine trois régions de valeurs distinctes : des rapports faibles à l'ouest, modérés à l'est et une région où les rapports sont forts du Snake River Plain jusqu'à la Californie du sud-ouest, en passant par le Basin and Range.

Afin d'interpréter ces observations, nous avons comparé ces cartographies chimiques issues des isotopes du Pb aux données sismiques et thermiques de l'ouest U.S.A. (Fig. 7 et Fig. 8 du manuscrit). Les âges modèles Protérozoïques sont associés à un Moho profond et des anomalies sismiques positives du manteau sous-jacent. A l'inverse, les âges modèles les plus récents se retrouvent au niveau d'une croûte fine où le manteau sous-jacent possède des anomalies négatives. Ce sont aussi les caractéristiques des régions où les âges modèles Pb sont inférieurs aux âges tectoniques. La région à fort Th/U corrèle avec un fort rapport V_P/V_S . C'est aussi une zone où l'on observe une forte anisotropie sismique (Phillips and

Stead, 2008), des flux de chaleur élevés et la présence de core complexes qui marquent une
1385 dénudation crustale à l'ouest du front de chevauchement Sevier (Davis and Coney, 1979).

Le fait que les âges modèles Pb coïncident avec les âges tectoniques issus des datations
U-Pb sur zircons montre que les isotopes du Pb nous renseignent sur l'âge où les terrains
ont atteint leur stabilité thermique et tectonique. Certaines régions ont des âges modèles
Pb plus jeunes que les âges absolus U-Pb. Le système Pb-Pb a été perturbé du fait de sa
1390 faible température de fermeture autour de 550-650°C (Cherniak, 1995). Ces perturbations
sont des réchauffements de roches crustales observés lorsque la croûte s'amincie, comme
au niveau du Basin and Range avec l'exhumation des core complexes (Davis and Coney,
1979), ou par délamination lithosphérique sous le CP ou sous la Sierra Nevada (Bird,
1979; Levander et al., 2011; Ducea and Saleeby, 1998; Lee et al., 2000). Ces zones ont subi
1395 de nombreuses déformations depuis leur formation mais les terrains du nord Idaho et du
Montana n'ont subi qu'une déformation il y a 1.4 Ga après leur formation à l'Archéen
(Doughty and Chamberlain, 1996; Ross and Villeneuve, 2003; Sears et al., 1998), un âge
qui est retrouvé par le système Pb-Pb (figure 7 du manuscrit).

L'interprétation de κ est liée à la structure chimique verticale de la croûte continentale.
1400 Il a été établi que U était appauvri par rapport à Th dans la croûte inférieure (Heier,
1979; Rudnick, 1995; Rudnick and Gao, 2003) mais ces estimations ont été mises à défaut
par la mobilité de U en surface et donc des biais dans les mesures (Rosholt et al., 1973).
Cependant les estimations de U et Th par flux de chaleur (Roy et al., 1968; Jaupart et al.,
1981) et les mesures des isotopes du Pb (Moorbath et al., 1969; Gray and Oversby, 1972;
1405 Robertson, 1986; Whitehouse, 1989; Peucat et al., 1989; Cameron et al., 1992; Liew et al.,
1994) semblent confirmer que U retourne vers la croûte supérieure par mobilité dans les
fluides lorsque les roches subissent un métamorphisme vers le faciès granulite. Cela signifie
que le fort rapport κ est synonyme d'un échantillonnage de la croûte inférieure.

Deux scénarios peuvent interpréter les observations de Th/U. L'exhumation de roches

1410 de la croûte inférieure a pu se faire grâce à une extension localisée comme le montre le fort V_P/V_S et la présence de core complexes, le long de failles préexistantes du front Sevier (Amstrong, 1968). Une autre alternative est un flux de matériel au sein de la croûte qui entrainerait sa fusion partielle. Un tel flux crustal ou channel flow a été observé dans l'Himalaya (Harris, 2007; Royden, 1996; Beaumont et al., 2001) notamment grâce aux
1415 observations sismiques (Shapiro et al., 2004; Royden et al., 2008; Huang et al., 2010). Les mêmes caractéristiques sismiques sont visibles dans l'ouest U.S.A avec un flux de matériel crustal du point chaud sous Yellowstone en direction du sud (Yuan et al., 2010) ou du CP vers le nord, conformément aux directions préférentielles du manteau sous-jacent déterminées par le partage des ondes SKS ou SKKS (Wang et al., 2008).

1420 Au final, le système Pb-Pb est un outil de choix pour étudier la structure de la croûte continentale. L'âge modèle permet de cartographier les provinces géologiques stables tout en identifiant les régions qui ont subi un réchauffement par extension crustale. Le rapport κ est un paramètre qui donne accès à la profondeur de la source au sein de la croûte continentale. L'association de ces paramètres avec les observations sismiques est une approche
1425 performante pour dresser les structures de la croûte continentale et étudier sa dynamique de formation et de déformation.

3.2 Lead isotopic mapping of the Western U.S. continental crust

Le manuscrit suivant est en révision pour le journal Earth and Planetary Science Letters.
1430 Les annexes de papier sont disponibles dans l'annexe A hormis l'annexe sur le modèle de calcul des compositions isotopiques du plomb 'Two-stage Pb isotope evolution' qui se situe

à la fin de ce manuscrit pour plus de lisibilité.

Similarities between the Th/U map of the western US crystalline basement and the seismic properties of the underlying lithosphere

5 Romain A. Bouchet^a, Janne Blichert-Toft^{a,b,*}, Mary R. Reid^c, Alan Levander^b,
and Francis Albarède^{a,b}

^aLaboratoire de Géologie de Lyon, Ecole Normale Supérieure de Lyon, Université Claude
Bernard Lyon 1, and CNRS, 69007 Lyon, France

10 ^bDepartment of Earth Science, Rice University, Houston, Texas 77005, USA.

^cSchool of Earth Sciences and Environmental Sustainability, Northern Arizona University,
Flagstaff, Arizona 86011, USA.

*Corresponding author: Janne Blichert-Toft (jblicher@ens-lyon.fr; +33 4 72728488)

15

Keywords: Lead isotopes; seismology; receiver functions; continental crust; western USA.

20

Abstract

In order to elucidate the nature and history of the different geological units in the western
USA and correlate geochemical signatures with features identified in seismic models

developed from USArray, we compiled from the literature Pb isotope compositions of ores,
25 granitic K-feldspars, and felsic plutonic rocks and complemented the database by analyzing
Pb isotopes for 82 felsic xenoliths and plutonic rocks from the Colorado Plateau and its
immediate vicinity. The raw Pb isotope abundances for the complete data set were converted
into model ages T (time of last U/Pb fractionation), $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ), and $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (κ) with
30 computed representative values for grid cells of $1^\circ \times 1^\circ$. The model ages reflect the old
formation ages in the Mojave and Yavapai blocks and the Archean Wyoming craton. Model
ages are reset wherever the Moho is relatively shallow, most notably west of the Rocky
Mountains, likely as a result of metamorphic reheating \pm melting above the Pb closure
temperature ($\sim 550\text{-}650^\circ\text{C}$). The κ values correlate with the uppermost mantle V_p/V_s ratio.
High κ values are found in the Snake River basin and central Colorado. High κ values also
35 form a ridge trending south from northwestern Utah through the Basin and Range into the
Mojave and Yavapai blocks. This ridge may represent exhumation of deep-seated rocks as a
result of regional extension and collapse. Alternatively, it may signal the presence of igneous
and metamorphic material associated with a channel of flowing crust originating beneath the
Colorado Plateau and spreading north.

1. Introduction

The high-resolution seismic models that have resulted from USArray, a continental-scale
seismic observatory based on a moving evenly spaced network of seismometers gradually
covering the conterminous USA over a 12-15-year period, provide a fresh view of continental
45 structure and dynamics. The three-dimensional velocity model provided by different
seismological techniques is, however, not unique. Becker's (2012) comparison of the existing
tomographic models shows an overall good agreement among long-wavelength seismic
velocity structures, but highlights that, in general, local values of seismic parameters

(velocity, Poisson ratio, seismic attenuation, anisotropy) rarely agree. The reason for these

discrepancies is partly of a technical nature, reflecting the body of data used, the parameters

sought, and the specific inversion technique. Some velocity models are developed from

infinite-frequency travel-time tomography (Burdick et al., 2008; Roth et al., 2008), while

others include finite-frequency effects (Obrebsky et al., 2010; Schmandt and Humphreys,

2010; Liu et al., 2011) or surface waves (Yang et al., 2008; Lin et al., 2008). Likewise,

models of seismic anisotropy delineate zones affected by extension and flow directions (Long

and Becker, 2010; Moschetti et al., 2010; O'Driscoll et al., 2011), while attenuation

tomography (Lawrence and Prieto, 2011) may help map temperature anomalies and grain size

(Faul and Jackson, 2005). Finally, receiver functions map major lithospheric discontinuities,

notably the Moho (Lowry and Pérez-Gussinye, 2011; Gilbert, 2012) and the lithosphere-

asthenosphere boundary (Levander and Miller, 2012).

Some critical questions are not addressable by seismic imaging, which provides a snapshot of modern structure, in particular (1) the age of the structures revealed by

seismology, (2) the age of reworking of these structures, and (3) the petrological and tectonic nature of the structures. Magmatic emplacement ages can be documented by dating surface

and shallow-level rock samples. Decades ago, maps of isotopic ages of North America had

already demonstrated the overall lateral mechanism of crustal growth and established the

concept of age provinces (Hofmann, 1998; Hurley et al., 1962; Hurley and Rand, 1969). Early

mapping using Sr and Nd (Farmer and DePaolo, 1983; Kistler and Peterman, 1973, 1978;

Leeman, 1982), Pb (Zartman, 1974; Wooden et al., 1988), and Nd (Bennett and DePaolo,

1987; DePaolo et al., 1991) isotopes established a relationship between age provinces and the

dynamic evolution of the western United States (Whitmeyer and Karlstrom, 2007). By

definition, cratonic areas are those continental stretches that have remained largely

undisturbed for a very long period of time, typically >1 Ga, and commonly show similar

crustal and mantle ages. They contrast with domains of collision and accretionary arcs where
75 deformation and magmatic activity have overprinted original features of emplacement
(Dickinson, 2006). Compressional and extensional dynamics are readily visible at the surface
of continents but also affect the deep crust and the lithospheric mantle where rheological
properties, and hence modes of deformation, are different from those of the upper crust due to
mineralogy and the higher pressures and temperatures reigning in these two latter
80 environments (Wilks and Carter, 1990). The chemical and isotopic properties of the ensuing
granitic melts produced during tectonic phases provide clues to the nature and age of the
underlying crust.

Among isotopic tracers, Pb isotope compositions hold a very special niche. Raw
isotope ratio triplets, e.g., $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, are difficult to interpret and
85 are not independent of each other, but can successfully be ‘mapped’ into a space of three
geochemically and geologically informative and independent parameters, which are the two
elemental ratios U/Pb (or μ) and Th/U (or κ) (see Albarède et al., 2012, partly reproduced as
an Electronic Supplement to the present paper for the expressions needed to carry out the
transformation) and the Pb model age T . The vertical distribution of Th and U, together with
90 that of K, in the crust has been the focus of multiple studies that have led to the consensus that
these elements are strongly depleted in the lower crust. Th/U fractionation in the crust was
originally ascribed to non-descript processes of devolatilization in the amphibolite and
granulite facies (Heier, 1979; Lambert and Heier, 1967). Th/U fractionation could also be
related to crustal anatexis and Vidal et al. (1982) and Deniel et al. (1987) observed that the
95 ~20 Ma old peraluminous Manaslu granite in the Himalayas is characterized by low Th/U
ratios; ~500 Ma old peraluminous granites from Namibia (Jung et al., 2001) also have
 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ consistent with low time-integrated Th/U ratios. The question then arises whether
such low Th/U values result from the segregation of accessory minerals, typically monazite

and zircons, in the melting residue (Harrison et al., 1999). Available trace element evidence
100 for such a process is, at best, ambiguous (Villaro et al., 2009), and robust demonstration that
tiny accessory minerals can segregate from viscous felsic melts remains to be made.

Additionally, Rudnick (1995) and Rudnick and Gao (2003) proposed values of Th/U
much higher (~ 6) for the lower than the upper crust (~ 3.8). A caveat applies, however, to
ratios derived from concentration data because Pb isotope systematics demonstrate that for
105 any given rock found at shallow depth, a large fraction of its U could have been efficiently
leached out of a formerly more deep-seated rock during its passage through the water table
(Rosholt et al., 1973). This is evident from the large scatter of measured values of U, Th, and
Th/U in now outcropping, previously deep-seated rocks (e.g., Lambert and Heier, 1967). In
contrast, Pb isotope compositions of granulite-facies terranes (Moorbath et al., 1969; Peucat
110 et al., 1989; Rudnick and Goldstein, 1990; Whitehouse, 1989) provide tighter estimates of
U/Pb and Th/U ratios integrated over the history of the rocks and demonstrate that Pb in these
rocks evolved under conditions of low U/Pb and high Th/U ratios.

Lead isotopes also provide model ages T that date the last high-temperature U/Pb
fractionation event, i.e., the formation (ores) or the cooling below a certain critical threshold
115 temperature (K-feldspars). Lead model ages have the great advantage that they are insensitive
to recent weathering (Rosholt et al., 1973) and metamorphism. Lead model ages are to some
extent model-dependent, but, as will be shown below, are still reliable to within ~ 100 Ma in
low- μ systems, typically sulfides and K-feldspars, and in recent crustal rocks such as granites
and felsic volcanics. The closure temperature of Pb in K-feldspar, its main mineral host in the
120 crust, falls within the range of 500-650°C, depending on grain size and cooling rate
(Cherniak, 1995). This is significantly higher than the $\sim 350^\circ\text{C}$ closure temperature measured
for diffusion of Zn in sulfides (Mizuta, 1988) and platinum-group elements (Brenan et al.,

2000). Lead isotope geochemistry of the deep crust is therefore a sensitive tracer of regional orogenic reworking.

125 A large amount of Pb isotope data has been accumulated for decades on rocks from
the western US. Despite recent improvements in the precision and accuracy of Pb isotope
measurements, most of these older data are still usable for the reconnaissance purpose of the
present study as the signature isotopic differences that are sought are large enough to be
significantly outside of the larger error bars of data produced by the earlier techniques. To
130 complement the Pb isotope data from the literature we measured the Pb isotope compositions
of crustal xenoliths from volcanic and plutonic rocks across the Colorado Plateau (CP; Fig.
1), and also sampled felsic plutonic rocks outcropping east of it, especially at the northern tip
of the Rio Grande Rift (Fig. 1), where data for the crust are particularly scarce. When
possible, we separated the low-U/Pb K-feldspars to obtain the initial Pb isotope composition
135 of the host magmas. We combined our new data with the literature Pb isotope data from ores
and felsic plutonic rocks, all of which we cast into the geologically informative variables of
Pb model ages, U/Pb, and Th/U using a two-stage model. We finally imaged these parameters
on isotopic maps of the western US using grid-cell averaging and compared them to seismic
maps of tomographic anomalies.

140 **2. Lead database and new samples**

In order to map the Pb isotopic composition of the western US, we constructed a database
from the vast literature on this region. Simple criteria were applied to validate the inclusion of
a sample into the database. Very low U/Pb ratios in *minerals* such as galena, sphalerite, and
145 K-feldspar ensure that the ^{208}Pb - ^{206}Pb systematics reflect the time-integrated Th/U ratio of
their source rocks, while their ^{207}Pb - ^{206}Pb systematics indicate the model age of the event that
caused the U/Pb ratios to drop down to very low values. Data for felsic *whole-rock samples*

(such as granites and rhyolites) are most informative when their emplacement occurred in the Cenozoic; then the model age (essentially given by the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio) approximates the last major U/Pb fractionation of their source region. In each case, it is clear that the representation of the complex and multifaceted evolution of such a variety of samples is oversimplified, but a broad-brush picture of the recent U-Th-Pb history of the crust from the Western US is nevertheless expected. We therefore combined data from felsic igneous rocks, K-feldspar separated from these rocks, and ores, all three of mostly crustal origin and reflecting the isotopic composition of the local crust in one single database. References for this database are listed in the electronic supplement and the spatial distribution of the data is shown in Fig. 2. The map in Fig. 2 shows good coverage of isotopic data throughout the study area with the exception of two main zones: the Columbia River and Snake River Plain volcanic provinces (Fig. 1), and the sedimentary rock-covered Colorado Plateau (Fig. 1). To fill the second of these two gaps, crustal xenoliths were collected from the CP and analyzed for their Pb isotope compositions. Eighty-two samples were analyzed in total of which 76 were K-feldspars and 6 were whole-rocks. Of the 82 samples analyzed, 32 were xenoliths. We failed to fill the gap from the Columbia River and Snake River Plain volcanic provinces as we were unable to sample in these areas within the time frame of the current project, and the colleagues we solicited for samples had none to share. A map of the new data is shown in Fig. 3 and descriptions of the samples are given in the electronic supplement.

3. Analytical techniques

Lead from the samples was separated by wet chemistry, and the Pb isotope compositions analyzed by MC-ICP-MS (ThermoScientific Neptune Plus) using Tl doping and sample-standard bracketing (White et al., 2000). Both the Pb separation and isotope measurements were done at the Ecole Normale Supérieure in Lyon. The samples were first crushed in a

perussion mortar and sieved to the grain size of their constituent minerals. K-feldspars were separated under a binocular microscope and leached in hot distilled 6 M HCl, then weighed¹⁴⁴⁰ (~100 mg) before dissolution in a 3:1 mixture of distilled concentrated HF:HNO₃. Where K-feldspar could not be separated, whole-rock powders crushed in an agate mortar were analyzed instead. After removal of an aliquot for rare-earth element concentration measurements, Pb was purified by ion-exchange chromatography on 0.5 mL columns filled with Bio-Rad AG1-X8 (100-200 mesh) resin using 1 M HBr to first elute the sample matrix. Lead was subsequently eluted with 6 M HCl. The total procedural Pb blank was <20 pg. The NIST 981 Pb standard and the values of Eisele et al. (2003) were used for bracketing the unknowns (every two samples), and Tl was used to monitor and correct for instrumental mass bias. Internal uncertainties on the Pb isotope ratios were 50-100 ppm. The Pb isotope data are listed in the electronic supplement.

Rare-earth element concentrations were measured using an Agilent 7500cx at the Ecole Normale Supérieure in Lyon. We focused on rare-earth elements and in particular the Eu/Eu* ratio as a means to assess feldspar purification after leaching. The rare-earth element abundance data are given in the electronic supplement. Standard solutions (Alfa Aesar for multi-elements and Plasma Cal for mono-elements) were used to establish calibration lines. Addition of a known Rh solution was used to monitor and correct for signal fluctuations. Three rock standards (BHVO-2 and BCR-1 from USGS and Granite GA from CRPG Nancy) were used as external standards and showed excellent (<5%) reproducibility for all the rare-earth elements.

4. Data processing

Raw ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, and ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb ratios were first converted into the three parameters mentioned above, the model age *T* and the model ²³⁸U/²⁰⁴Pb (μ) and ²³²Th/²³⁸U (κ)

(~ Th/U) ratios using the two-stage model and the equations of Albarède et al. (2012). Unlike the model of Stacey and Kramers (1975), our calculations proceed backwards to compute the deviations of the three parameters from the two-stage model of crustal Pb of Albarède and Juteau (1984); the latter is a least-square variant of the Stacey and Kramers's (1975) original two-stage model. In this way the actual value of the time at which the second stage started (assumed to be 3.8 Ga in Stacey and Kramers (1975) and 4.35 Ga here) has little impact on model ages <2 Ga. After computing the three parameters for each sample, the data were interpolated on a 1° by 1° geographical grid using, for model U/Pb and Th/U, the averages for each cell.

Computing a model age for a given cell may be biased by both the occasional presence of outliers with ages much in excess of the rest of the data and thermal resetting by local tectonic and magmatic events. After experimenting with different modes of calculation, we settled for the following procedure, which we consider to best reflect the formation ages while at the same time being reasonably unbiased. We retained the quantiles corresponding to a probability of 97.5 percent of the cells containing more than 20 samples, and used the oldest age for the cells with <20 samples (Fig. 4). We estimated the errors on model ages by using the Pb isotope compositions for ores and K-feldspar reported by Stacey and Kramers (1975). When comparing the model ages to the known emplacement ages of the samples (Fig. 5), we found that for samples younger than 3 Ga, the standard deviation of the model age is 100 Ma.

5. Results

5.1. Colorado Plateau data set

Rare-earth element patterns for the 82 CP samples analyzed in this study are plotted in Fig. 6a. The $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plot of the same samples (Fig. 6b) defines a linear array showing slight scatter about a 1.7 Ga isochron. Some of the data are particularly radiogenic

with $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ in excess of 20 (Fig. 6b). Eu/Eu* ratios of about 1 or less for these radiogenic samples (Fig. 6c) show that they are not pure magmatic K-feldspars which, together with the Pb isotope data, indicate that they contain accessory phases rich in rare-earth elements and U. Most of the data are less radiogenic than present-day Pb and therefore signal evolution in a rather low $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ environment. Samples with Eu/Eu*>8, which unquestionably characterize a pure K-feldspar phase, give model ages that in general exceed 800 Ma up to 1520 Ma (Fig. 6c). The $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram (Fig. 6d) attests to a significant scatter of the time-integrated $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (κ) values around the planetary reference (3.88; Blichert-Toft et al., 2010). There is no visible difference in the κ values between high-Eu/Eu* samples and the rest of the samples.

5.2. Maps

The maps obtained for the three parameters T , μ , and κ are broadly similar for ores, K-feldspars, and whole-rocks (Fig. 7). Differences exist locally for model ages in western Arizona and Colorado, which exceed significantly the errors shown in Fig. 5. The main observations are:

(a) Overall, model ages become younger westward and are consistent with the well-known pattern of tectonic ages (Hurley and Rand, 1969; Whitmeyer and Karlstrom, 2007) of large swaths, or intrusion swarms, of 1.7 Ga, 1.4 Ga, and, to a lesser extent, 0.7 Ga terranes. A noticeable exception is a broad domain of ~1.7 Ga old ages in the Mojave and Yavapai blocks, west (and south) of the Colorado Plateau, which is consistent with U-Pb formation ages (Hawkins et al., 1996) and offers a mirror image of the ages found east of the plateau in central Colorado (Hill and Bickford, 2001). 500 Ma and younger model ages for the western area extending over California, Nevada, Oregon, and Washington attest to recent tectonic and magmatic activity.

(b) The distribution of the model U/Pb ratios shows a weak maximum ($\mu \sim 9.9$) above the Basin and Range (eastern Nevada and western Utah) surrounded by areas with $\mu = 9.4$ -
250 9.6. Higher μ values up to 10.4 are found in Wyoming and eastern Idaho.

(c) The model Th/U (κ) ratio distinguishes three regions from west to east. The lowest κ values of ~ 3.7 are observed in the young western areas. High values (4.2-4.3) are observed in the Snake River basin and form a ridge leading south from northwestern Utah through the eastern Basin and Range into the Mojave and Yavapai blocks (Fig. 1). As with Pb model
255 ages, central Colorado is characterized by κ values similar to those of the Mojave and Yavapai blocks.

The present map of Pb model ages offers significantly more detail than that of Zartman (1974), who divided the western US into four zones: Ia (Archean from Wyoming, Idaho and Montana), Ib (Proterozoic from Colorado, Utah, Arizona, and New Mexico), II (Nevada), and
260 III (Pacific Coast states). Furthermore, it differs markedly from the map of Nd crustal residence times (Fig. 8). In some places Nd model ages exceed Pb model ages by more than 2 Ga (e.g., east Nevada; Nelson and DePaolo, 1985; Bennett and DePaolo, 1987). In general, Pb model ages are in better agreement with the formation ages determined by U-Pb zircon chronology (Karlstrom and Humphreys, 1998; Whitmeyer and Karlstrom, 2007) than with Nd
265 model ages, which simply reflects that felsic rocks may be recycling preexisting crustal material.

6. Comparison of Pb isotopes with seismic and heat flow data

The Proterozoic Pb model ages T observed in central Arizona and northern Idaho coincide
270 with a deep Moho and fast V_p seismic anomalies (Fig. 8). In contrast, Phanerozoic model ages are associated with thin crust (< 35 km) and slow V_p (Fig. 8).

As noted above, the map of Th/U ratios shows a maximum along a broad ridge extending from southwestern Montana to southern California (Fig. 9). With rare exceptions (e.g., southern New Mexico), it clearly mimics the distribution of V_p/V_s positive anomalies (Fig. 9). The high Th/U ridge runs along a zone of high seismic attenuation (Phillips and Stead, 2008). Scattered metamorphic core complexes outcrop along this ridge west of the Sevier thrust front, as well as in northern Idaho and southern Arizona. Finally, the only major correlation between the maps of Th/U and heat flow is again along the same ridge extending from western Utah to southwestern Wyoming (Fig. 9).

Highlighting local correlations is needed to strengthen the case for matching features in the maps of Th/U and V_p/V_s . Exploring global correlations, e.g., by plotting κ vs V_p/V_s regardless of the geographic position of data points, can be shown to fail. Such a failure clearly reflects the complexity of the geology at the scale of a continent: regions devoid of correlations, whether for lack of signal or lack of mutual interaction between variables, are expected to coexist with regions in which features defined by each variable track each other reasonably well. In order to calculate the statistics at the i -th data point (average \bar{x}_i , variance, correlation coefficient r_i), each datum was assigned a weight equal to the value taken by a normal probability function of the angular distance between pairs of data. The standard deviation σ in the weight function can be arbitrarily fixed. Each datum therefore only ‘feels’ the influence of other data points located within a radius scaled by a few σ . Values of r_i were finally averaged over 0.5 degree pixels. A mathematically more detailed version of the computational principles is given in Appendix A. Different pixel sizes (here 0.75 degrees) and σ values (here 1.5 degrees, which amounts to an average radius of influence of about 300 km around each point) produce consistent representations similar to the map shown in Fig. 10.

The outcome of this comparison is rather clear. Regions of insignificant correlations between Th/U and V_p/V_s appear in greenish and yellow colors. The case of Arizona and New

Mexico shows that it is not the weakness of the signals that keeps correlations at a low level.

In contrast, stronger and coherent correlations (orange color, $r_i > 0.4$) occur in the Basin and

Range, west of the Sevier front, from eastern Oregon down to the northwestern Colorado

Plateau and around the northern tip of the Rio Grande Rift in Colorado. Interestingly, the Okanogan Highlands, northeastern Washington (Fig. 1), show distinctly negative correlations.

7. Discussion

The tight grouping of the CP Pb isotope data around the 1.7 Ga $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

reference isochron confirms earlier conclusions drawn from Nd (Nelson and DePaolo, 1985;

Bennett and DePaolo, 1987) and U-Pb (Condie et al., 1999) isotope data on the origin of the

basement of the Colorado Plateau as part of the Proterozoic Yavapai province (Whitmeyer and Karlstrom, 2007). The data also show that if the U-Pb system has been disturbed at a later

stage, it must have been by a recent event, i.e., of Cenozoic age. The range of Pb model ages

(from negative to 1.5 Ga) is a result of the large span of the $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) values and justifies restriction of the use of model ages to low- μ samples, typically ores and U-poor K-feldspars.

The plot of Pb model ages vs Eu/Eu* (Fig. 6c) further confirms that high-purity K-feldspar is the most likely sample to preserve primary crystallization ages. It also corroborates that only the oldest model age in a given cell should be used.

Given these observations, there is no indication that the maps of T , μ , and κ derived from ores, K-feldspars, and young felsic magmatic rocks significantly differ from each other.

Such a similarity confirms that low- μ Pb carriers originate from a largely crustal source and therefore define the age of the last U/Pb and Th/Pb fractionation event in the local crust (Patterson and Tatsumoto, 1964; Bouse et al., 1999; Doe, 1962; Heyl et al., 1974). Two clear

outcomes of the comparison between T , μ , and κ on the one hand and V_p , V_p/V_s , and Moho depth on the other hand are (i) young model ages usually correspond to a shallowing of the

Moho, and (ii) high κ corresponds to high mantle V_p/V_s . We will now discuss these two aspects in turn.

325 7.1. *Lead isotopes as a tracer of continental crust formation and deformation*

The maps of Fig. 7 and 8 show that, in the eastern part, where the crust is thick and the sub-continental mantle cold, the model ages are consistent within the errors discussed above with the formation ages deduced from U-Pb dates on zircons (Karlstrom and Humphreys, 1998; Whitmeyer and Karlstrom, 2007). Thus, the Pb model ages T seem to date the time at which
330 cratons became tectonically and thermally stable. The Archean Wyoming craton (2.7 Ga) and the 1.7 Ga old Mojave and Yavapai provinces of western Arizona and central Colorado are examples of stable areas for which U-Pb absolute dates match the Pb model ages.

Other areas show Pb model ages younger than U-Pb formation ages. Resetting is mostly visible wherever the crust is thinner and the sub-continental mantle hotter. The range
335 of closure temperatures of Pb in feldspar (550-650°C; Cherniak, 1995) is a particularly convenient way of constraining the temperature at which a metamorphic rock has been reheated. Since a sheer size gives large stretches of crust a strong thermal inertia, it may be expected that the lower bound of this temperature interval is the most pertinent. A straightforward cause for the rise of isotherms is lithospheric delamination, a process that has
340 been repeatedly called upon for the Colorado Plateau (Bird, 1979; Levander et al., 2011) and the Sierra Nevada (Ducea and Saleeby, 1996; Lee et al., 2000). Extension and tectonic denudation leading to the exhumation of core complexes, such as observed for those aligned along the southwestern edge of the Colorado Plateau (Davis and Coney, 1979; Coney and Harms, 1984; Wernicke et al., 1987; Whitney et al., 2013) also make thermal gradients
345 steeper. Western Utah and most of southern Nevada (the Basin and Range area) comprise a rejuvenated province of 1.7 Ga old rocks affected by Cenozoic extension (Dickinson, 2006),

resulting in the metamorphic resetting of the Pb model ages of preexisting rocks or even in the production of Cenozoic granites (Fig. 5). Likewise, in western Montana and northern Idaho, Archean U-Pb ages are overprinted by a phase of extensional tectonics visible in the 1.4 Ga Pb model ages and Ar-Ar dates (Doughty and Chamberlain, 1996, Ross and Villeneuve, 2003; Sears et al., 1998).

7.2. Th/U evidence for major reworking of the western US continental crust

Information on the source Th/U ratio extracted from $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ has received surprisingly little attention in the geological literature. It was well established decades ago that Th and U are particularly depleted in granulite-facies rocks and in deep-seated continental crust. Evidence includes both Th and U abundance measurements (Heier, 1979; Lambert and Heier, 1967; Rudnick, 1995; Rudnick and Gao, 2003) and the heat flow-heat generation relationship (Roy et al., 1968; Jaupart et al., 1981). Unfortunately, U concentrations measured in rock samples are readily affected by subsurface weathering (Rosholt et al., 1973), which may explain the scatter in Th/U data in the crust (Lambert and Heier, 1967). $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ attest to Th/U in excess of planetary values (3.88; Blichert-Toft et al., 2010) in many samples from deep-seated terranes (Moorbath et al., 1969; Gray and Oversby, 1972; Robertson, 1986; Whitehouse, 1989; Peucat et al., 1989; Cameron et al., 1992; Liew et al., 1994). As for the xenoliths from Australia and Germany analyzed by Rudnick and Goldstein (1990), which seem not to follow this trend, the young age (<300 Ma) at which they went through the granulite-facies event does not allow for conditions of high Th/U to be recorded in the $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios of all samples. We therefore assume that the larger the κ value of a given sample, the deeper in the crust its origin should be traced.

For correlations between geochemical and seismic maps to be discussed in terms of geodynamics, the physical significance of V_p/V_s must be reviewed. Schmandt and Humphreys (2010) concluded that this parameter does not reflect the thermal state of the sub-continental lithosphere but the presence of small proportions ($\sim 1\%$) of melt. The effect of mantle age and composition should not, however, be neglected. It has been known for decades and recently reassessed by Griffin et al. (2009) that the Archean sub-continental lithospheric mantle is much more depleted in fertile components, and therefore that its mg# is higher, than its more recent equivalent. In addition, the correlation between V_p/V_s and the mg# of garnet peridotites is clearly negative (Afonso et al., 2010). The low V_p/V_s of the mantle at 100 km below the Wyoming craton may, therefore, to some extent, be interpreted as reflecting the presence of Archean depleted mantle. High V_p/V_s may reflect both the presence of young fertile mantle and of small melt fractions. The similarity between the maps of κ and V_p/V_s suggests that the high-Th/U areas occur where deep crustal layers have been exhumed, possibly on top of hot mantle upwellings. In some cases, the Pb isotope signatures represent plutonic rocks inferred to represent melts or assimilants of the lower crust or metasomatized subjacent mantle lithosphere (e.g., Wooden et al., 1998; Ramo et al., 2002; Calzia and Ramo, 2005; Greenough and Kyser, 2003; Frei et al., 2009; and references therein) and ores as sourced from these plutons or from associated granulites (e.g., Vikre et al., 2000; Church, 2005). The significance of data for high-grade xenoliths from the Snake River Plain (Carlson, 1984; Leeman, 1979; Leeman et al., 1985) and the southern Basin and Range (Kempton et al., 1990) may be ambiguous since the depths at which they were incorporated into their host lavas are unknown. However, as for the case of the Central Andes discussed by Albarède et al. (2012), xenolith data are consistent with data on ore deposits, and the areas of high κ are not artifacts created by sample bias due to the unusual weight of xenoliths in the database.

395 Areas of high Th/U in Nevada, Utah, and California, and associated high upper mantle
 V_p/V_s signatures compose a region that has experienced major tectonic events since
Paleoproterozoic lithosphere formation, but the footprint of no single geologic event
corresponds well to the region overall. These areas are associated with: (1) Neogene
magmatism; (2) the late Jurassic to early Tertiary Sevier orogeny (Armstrong, 1968); and (3)
400 the easternmost extent of Neoproterozoic continental rifting. The high Th/U zone in Utah and
Nevada runs near-parallel to the local direction of middle/lower crust anisotropy determined
by Lin et al. (2011) and is bounded on the west by the Carlin ore deposit trend and on the east
by the Sevier fold-and-thrust belt. Metal deposits in the eastern Great Basin are known or
inferred to be Mesozoic to Tertiary based on ages of nearby intrusions (Vikre, 2000) and
405 these, along with similarly-aged plutonic rocks, are the source of most Pb isotope data for this
region. Wooden et al. (1998) also distinguished the eastern Great Basin from more westward
portions on the basis of initial Pb isotopic signatures of granitoids and their feldspars.

In Montana, the region of high Th/U parallels but is displaced somewhat to the north
of the band of high V_p/V_s , which follows the Snake River Plain and the Yellowstone hotspot
410 track. For the most part, samples responsible for the high Th/U signatures are associated with
Archean and Cretaceous plutons in the Beartooth Mountains, a region of Laramide uplift, and
with Cretaceous and Tertiary granitoids located in the Great Falls Tectonic Zone (Meen and
Eggler, 1989; Wooden and Mueller, 1988; Probst, 2007). These intrusions are inferred to
represent melts of Archean high-grade metamorphic rocks and/or contaminated mantle
415 lithosphere. Derivation of Pb from lower crustal rocks that include Archean components are
similarly invoked for intrusive rocks and ores in southeastern California (Ramo et al., 2002;
Wooden et al., 2013; and references therein).

Melting of the crust involves a complicated mix of extension, delamination/"drip"
events, water-facilitated subduction wedge dynamics, and active mantle upwelling such

420 as above the Yellowstone plume and, possibly, the Rio Grande Rift (Moucha et al., 2008).

The possible interpretations of the observed Th/U variation fall into three distinct categories:

1450

1. Deep-seated rocks and intrusive bodies derived from them may have been exhumed in response to regional extension and collapse, which is supported by some overlap of the high κ ridge with major Tertiary tectonic and magmatic lineaments, such as the
425 Sevier orogenic belt, and with metamorphic core complexes (Davis and Coney, 1979) (Fig. 9).
2. An alternative model is motivated by seismic observations. Large-scale lateral flow of deep crustal material near its melting point may have sustained, as proposed for the Himalayas (e.g., Harris, 2007), extrusion of rocks from the deep crust and
430 decompression melting. Royden (1996) suggests the existence of gravitationally driven channel flows of low viscosity in the melt-weakened middle crust. Royden et al. (2007) and Beaumont et al. (2001) explored the applications of channel flow to Himalayan-Tibetan geology and this model generally has been highly successful at interpreting the seismology of the Himalayas (Shapiro et al., 2004; Royden et al.,
435 2008; Huang et al., 2010). Flowing material has a source located in crust that has been thickened and an outlet in an area of, for example, trench rollback or continental extrusion.
3. Lowry and Pérez-Gussinyé (2011) argue that the V_p/V_s ratio in the crust is relatively insensitive to temperature, but correlates with the abundance of quartz, the weakest
440 mineral in continental rocks. A first-order interpretation of the V_p/V_s of Fig. 9 is that high V_p/V_s signals the presence of more rigid crustal segments with more mafic lithologies. Although this third interpretation contradicts neither the exhumation nor the channel flow models, some high- V_p/V_s areas do not have high Th/U ratios, such as the southern rim of the Colorado Plateau.

445 The similar location of the high- κ ridge and strong attenuation and high heat flow domains
can be interpreted in all three ways. There are simply not enough crustal shear-wave splitting
data along the high- κ ridge to infer a flow pattern and demonstrate or discount the existence
of strong vertical displacements. The presence of channels carrying deep crustal material
towards the northeast through the Basin and Range is consistent with the azimuth of the few
450 fast directions inferred locally from SKS and SKKS estimates (Wang et al., 2008). The most
recent source could be located along the track of the Yellowstone hotspot and spreading south
(Yuan et al., 2010). Horizontal transport of crustal material over a characteristic distance of
~1000 km during the lifetime of the hotspot (~16 Ma, Dickinson, 2006) would require fast yet
not unrealistic intracrustal velocities of about $\sim 5 \text{ cm a}^{-1}$ consistent with velocities inferred for
455 the Himalayas (Rippe and Unsworth, 2010). The source of deep crustal material could also lie
underneath the Colorado Plateau, possibly where the pattern of middle/lower crust anisotropy
is divergent (Lin et al., 2011),

8. Concluding remarks

460 We have measured the Pb isotope compositions of 82 new samples from the Colorado
Plateau, which we place in context with Pb isotope data from the literature for the rest of the
western US. Further comparison of the entire western US Pb isotope distribution with seismic
data from USArray was done in an attempt to better understand the underlying lithosphere
and its tectonic evolution and dynamics. While Pb isotopes provide a time-integrated
465 perspective on the geologic history of the crust, perhaps with some mantle influence,
seismology provides a present-day snapshot of mantle immediately underlying this crust.
Although these two approaches to deciphering mantle and crustal evolution therefore may
seem to have little in common at first glance, two first-order observations have arisen from
the present study which suggest that some effects of internal crustal dynamics are at play.

These are (i) the strong degree of regional coherency of the parameters derived from Pb isotopes (notably model ages and Th/U ratios) and (ii) a strong correlation between Th/U and V_p/V_s . These observations indicate that crustal internal dynamics are involved and we propose several possible scenarios that could account for the observed unexpected correlations, including exhumation of deep-seated rocks or channels of flowing crust.

Acknowledgements

Discussions with Julie Bryce were very helpful, as were the tomographic models provided by Brandon Schmandt and Eugene Humphreys. Insightful reviews of the manuscript by Calvin Miller, Tony Lowry, Mark Harrison, and an anonymous reviewer led to major improvements. JBT thanks the French Agence Nationale de la Recherche for financial support through the grant ANR-10-BLANC-0603 M&Ms – Mantle Melting – Measurements, Models, Mechanisms. MRR acknowledges the support of NSF EAR-1109826.

Appendix A: Local correlation coefficients

We assume that we have to separate sets of data reporting two parameters x and y at the same localities. Each data point i is therefore associated with longitude lon_i and latitude lat_i . θ_{ij} is the angular distance between points (lon_i, lat_i) and (lon_j, lat_j) . Let us define the weight of the ij -th pair as:

$$w_{ij} = \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp\left(-\frac{\theta_{ij}^2}{2\sigma^2}\right)$$

where σ is a geographical invariant ‘radius’ of influence (in degrees). The local average at (lon_i, lat_i) is defined as:

$$\bar{x}_i = \frac{\sum_j w_{ij} x_j}{\sum_j w_{ij}} \quad \bar{y}_i = \frac{\sum_j w_{ij} y_j}{\sum_j w_{ij}}$$

and the local correlation as:

$$\rho_i = \frac{\sum_j w_{ij} (x_j - \bar{x}_i)(y_j - \bar{y}_i)}{\sqrt{\sum_j w_{ij} (x_j - \bar{x}_i)^2} \sqrt{\sum_j w_{ij} (y_j - \bar{y}_i)^2}}$$

495

References

Afonso, J.C., Ranalli, G., Fernandez, M., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Faul, U., 2010. On the
500 Vp/Vs-Mg# correlation in mantle peridotites: implications for the identification of thermal
and compositional anomalies in the upper mantle. *Earth Planet. Sci. Letters* 289, 606-618.

Albarède F., Desaulty, A.-M., Blichert-Toft, J., 2012. A geological perspective on the use of
Pb isotopes in archaeometry. *Archaeometry* 54, 853-867.

505

Albarède, F., Juteau, M., 1984. Unscrambling the lead model ages. *Geochim. Cosmochim.
Acta* 48, 207-212.

Amstrong, R.L., 1968. Sevier Orogenic Belt in Nevada and Utah. *Geol. Soc. Am. Bull.* 79,
510 429-468.

Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H., Lee, B., 2001. Himalayan tectonics explained
by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*
414, 738-742.

515

Becker, T.W., 2012. On recent seismic tomography for the western United States. *G-cubed* 13, 1-11.

Bennett, V.C., DePaolo, D.J., 1987. Proterozoic crustal history of the western United States as
520 determined by neodymium isotopic mapping. *Geol. Soc. Am. Bull.* 99, 674-685.

Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. *J. Geophys. Res.* 84, 7561-7571.

525 Blichert-Toft, J., Zanda, B., Ebel, D.S., Albarède, F., 2010. The Solar System primordial lead. *Earth Planet. Sci. Lett.* 300, 152-163.

Bouse, R.M., Ruiz, J., Titley, S.R., Tosdal, R.M., Wooden, J.L., 1999. Lead isotope compositions of late Cretaceous and early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in
530 Arizona: implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits. *Econ. Geol.* 94, 211-244.

Brenan, J.M., Cherniak, D.J., Rose, L.A., 2000. Diffusion of osmium in pyrrhotite and pyrite: implications for closure of the Re-Os isotopic system. *Earth Planet. Sci. Letters* 180, 399-413.

535

Burdick, S., Li, C., Martynov, V., Cox, T., Eakins, J., Mulder, T., Astiz, L., Vernon, F.L., Palvis, G.L., van der Hilst, R.D., 2008. Upper mantle heterogeneity beneath North America from travel time tomography with global and USArray transportable array data. *Seismol. Res. Lett.* 79, 384-392.

540

Calzia, J.P., Ramo, O.T., 2005. Miocene rapakivi granites in the southern Death Valley
1455 region, California, USA. *Earth Sci. Rev.* 73, 221-243

Cameron, K.L., Robinson, J.V., Niemeyer, S., Nimz, G.J., Kuentz, D.C., Harmon, R.S.,
545 Bohlen, S.R., Collerson, K.D., 1992. Contrasting styles of Pre-Cenozoic and Mid-Tertiary
crustal evolution in northern Mexico: evidence from deep crustal xenoliths from La Olivina. *J.*
Geophys. Res. 97, 17353-17376.

Carlson, R.W., 1984. Isotopic constraints on Columbia River flood basalt genesis and the
550 nature of subcontinental mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 2357-2372.

Cherniak, D.J., 1995. Diffusion of lead in plagioclase and K-feldspar: an investigation using
Rutherford Backscattering and Resonant Nuclear Reaction Analysis. *Contrib. Mineral. Petrol.*
120, 358-371.

555

Church, S.E., Cox, D.P., Wooden, J.L., Tingley, J.V., Vaughn, R.B., 2005. Base- and
precious-metal deposits in the Basin and Range of southern California and southern Nevada -
metallogenic implications of lead isotope studies. *Earth Sci. Rev.* 73, 323-346.

560 Condie, K.C., Latysh, N., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Selverstone, J., 1999.
Geochemistry, Nd and Sr isotopes, and U/Pb Zircon ages of granitoid and metasedimentary
xenoliths from the Navajo Volcanic Field, Four Corners area, Southwestern United States.
Chem. Geol. 156, 95-133.

565 Coney, P.J., Harms, T.A., 1984. Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic
extensional relics of Mesozoic compression. *Geology* 12, 550-554.

Davis, G.H., Coney, P.J., 1979. Geologic development of the Cordilleran metamorphic core
complexes. *Geology* 7, 120-124.

570

Deniel, C., Vidal, P., Fernandez, A., Le Fort, P., Peucat, J.-J., 1987. Isotopic study of the
Manaslu granite (Himalaya, Nepal): inferences on the age and source of Himalayan
leucogranites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 78-82.

575 DePaolo, D.J., Linn, A.M., Schubert, G., 1991. The continental crustal age distribution:
methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to
the Southwestern United States. *J. Geophys. Res.* 96, 2071-2088.

Dickinson, W.R., 2006. Geotectonic evolution of Great Basin. *Geosphere* 2, 353-368.

580

Doe, B.R., 1962. Relationships of lead isotopes among granites, pegmatites, and sulfide ores
near Balmat, New York. *J. Geophys. Res.* 67, 2895-2906.

Doughty, P.T., Chamberlain, K.R., 1996. Salmon River Arch revisited: new evidence for
585 1370 Ma rifting near the end of deposition in the Middle Proterozoic Belt basin. *Can. J. Earth
Sci.* 33, 1037-1052.

Ducea, M.N., Saleeby, J.B., 1996. Buoyancy sources for a large, uprooted mountain range, the Sierra Nevada, California: evidence from xenolith thermobarometry. *J. Geophys. Res.* 101, 8229-8244.

Eisele, J., Abouchami, W., Galer, S.J.G., Hofmann, A.W., 2003. The 320 kyr Pb isotope evolution of Mauna Kea lavas recorded in the HSDP-2 drill core. *G-cubed* 4, 8710.

Farmer, G.L., DePaolo, D.J., 1983. Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the Western United States and implication for pre-Mesozoic crustal structure 1: Nd and Sr isotopic studies in the Geocline of the Northern Great Basin. *J. Geophys. Res.* 88, 3379-3401.

Faul, U.H., Jackson, I., 2005. The seismological signature of temperature and grain size variations in the upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 234, 119-134.

Frei, R., Dahl, P.S., Frandsson, M.M., Jensen, L.A., Hansen, T.R., Terry, M.P., Frei, K., 2009. Lead-isotope and trace-element geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks in the Lead and Rocheford basins (Black Hills, South Dakota, USA): implications for genetic models, mineralization ages, and sources of leads in the Homestake gold deposit. *Precambrian Res.* 172, 1-24.

Gilbert, H., 2012. Crustal structure and signatures of recent tectonism as influenced by ancient terranes in the western United States. *Geosphere* 8, 141-157.

Gray, C.M., Oversby, V.M., 1972. The behavior of lead isotopes during granulite facies metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 939-952.

Greenough, J.D., Kyser, T.K., 2003. Contrasting Archean and Proterozoic lithospheric
615 mantle: isotopic evidence from the Shonkin Sag sill (Montana). *Contrib. Mineral. Petrol.* 145,
169-181.

Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Afonso, J.C., Begg, G.C., 2009. The composition and evolution
of lithospheric mantle: a re-evaluation and its tectonic implications. *Journal of Petrology* 50,
620 1185-1204.

Harris, N., 2007. Channel flow and the Himalayan-Tibetan orogen: a critical review. *J. Geol.*
Soc. 164, 511-523.

625 Harrison, T.M., Grove, M., McKeegan, K.D., Coath, C.D., Lovera, O.M., Le Fort, P., 1999.
Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, Central Himalaya. *J.*
Petrol. 40, 3-19.

Hawkins, D.P., Bowring, S.A., Ilg, B.R., Karlstrom, K.E., Williams, M.L., 1996. U-Pb
630 geochronologic constraints on the Paleoproterozoic crustal evolution of the Upper Granite
Gorge, Grand Canyon, Arizona. *Geol. Soc. Am. Bull.* 108, 1167-1181.

Heier, K.S., 1979. Movement of uranium during higher grade metamorphic processes. *Phil.*
Trans. Math. Phys. Eng. Sci. 291, 413-421.
635

Heyl, A.V., Landis, G.P., Zartman, R.E., 1974. Isotopic evidence for the origin of Mississippi
valley-type mineral deposits: a review. *Econ. Geol.* 69, 992-1006.

Hill, B.M., Bickford, M.E., 2001. Paleoproterozoic rocks of central Colorado: accreted arcs
640 or extended older crust? *Geology* 29, 1015-1018.

Hofmann, A.W., 1998. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle,
continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 297-314.

645 Huang, H., Yao, H., van der Hilst, R.D., 2010. Radial anisotropy in the crust of the SE Tibet
and SW China from ambient noise interferometry. *Geophys. Res. Lett.* 37, 21.

Hurley, P.M., Hughes, H., Faure, G., Fairbairn, H.W., Pinson, W.H., 1962. Radiogenic
strontium-87 model for continent formation. *J. Geophys. Res.* 67, 5315-5334.

650 Hurley, P.M., Rand, J.R., 1969. Pre-drift continental nuclei. *Science* 164, 1229-1242.

Jaupart, C., Sclater, J.G., Simmons, G., 1981. Heat flow studies: constraints on the
distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. *Earth Planet. Sci.*
655 *Lett.* 52, 328-344.

Jung, S., Mezger, K., Hoernes, S., 2001. Trace element and isotopic (Sr, Nd, Pb, O)
arguments for a mid-crustal origin of Pan-African garnet-bearing S-type granites from the
Damara orogen (Namibia). *Precambrian Res.* 110, 325-355.

660

Karlstrom, K.E., Humphreys, E.D., 1998. Persistent influence of Proterozoic accretionary boundaries in the tectonic evolution of southwestern North America: interaction of cratonic grain and mantle modification events. *Rocky Mt. Geol.* 33, 161-179.

1460

665 Kempton, P.D., Harmon, R.S., Hawkesworth, C.J., Moorbath, S., 1990. Petrology and geochemistry of lower crustal granulites from Geronimo Volcanic Field, southern Arizona. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 3401-3426.

Kistler, R.W., Peterman, Z.E., 1973. Variation in Sr, Rb, K, Na, and initial Sr^{87}/Sr^{86} in Mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 3489-3512.

Kistler, R.W., Peterman, Z.E., 1978. Reconstruction of crustal blocks of California on the basis of initial strontium isotopic compositions of Mesozoic granitic rocks. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1071.

Lambert, I.B., Heier, K.S., 1967. The vertical distribution of uranium, thorium, and potassium in the continental crust. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 377-390.

680 Lawrence, J.F., Prieto, G.A., 2011. Attenuation tomography of the western United States from ambient seismic noise. *J. Geophys. Res.* 116, B06302.

Lee, C.-T.A., Yin, Q., Rudnick, R.L., Chesley, J.T., Jacobsen, S.B., 2000. Osmium isotopic evidence for Mesozoic removal of lithospheric mantle beneath the Sierra Nevada, California. *Science* 289, 1912-1916.

685

Leeman, W.P., 1982. Tectonic and magmatic significance of strontium isotopic variations in Cenozoic volcanic rocks from the western United States. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 487-503.

690 Leeman, W.P., 1979. Primitive lead in deep crustal xenoliths from the Snake River Plain, Idaho. *Nature* 281, 365-366.

Leeman, W.P., Menzies, M.A., Matty, D.J., Embree, G.F., 1985. Strontium, neodymium and lead isotopic compositions of deep crustal xenoliths from the Snake River Plain: evidence for
695 Archean basement. *Earth Planet. Sci. Lett.* 75, 354-368.

Levander, A., Miller, M. S. (2012). Evolutionary aspects of lithosphere discontinuity structure in the western U.S. *G-cubed* 13, 1-22.

700 Levander, A., Schmandt, B., Miller, M.S., Liu, K., Karlstrom, K.E., Crow, R.S., Lee, C.-T.A., Humphreys, E.D., 2011. Continuing Colorado plateau uplift by delamination-style convective lithospheric downwelling. *Nature* 472, 461-465.

Liew, T.C., Milisenda, C.C., Hofmann, A.W., 1994. Pb isotopic discrimination of crustal
705 domains within the high-grade basement of Sri-Lanka. *Precambrian Res.* 66, 111-121.

Lin, F.-C., Moschetti, M.P., Ritzwoller, M.H., 2008. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. *Geophys. J. Int.* 173, 281-298.

710

Lin, F.-C., Ritzwoller, M.H., Yang, Y., Moschetti, M.P., Fouch, M.J., 2011. Complex and variable crustal and upper-most mantle seismic anisotropy in the western United States. *Nature Geoscience* 4, 55-61.

715 Liu, K., Levander, A., Niu, F., Miller, M.S., 2011. Imaging crustal and upper mantle structure beneath the Colorado Plateau using finite frequency Rayleigh wave tomography. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 7, Q07001, doi:10.1029/2011GC003611.

Long, M.D., Becker, T., 2010. Mantle dynamics and seismic anisotropy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297, 341-354.

Lowry, A.R., Pérez-Gussinyé, M., 2011. The role of crustal quartz in controlling Cordilleran deformation. *Nature* 471, 353-357.

725 Meen, J.K., Eggler, D.H., 1989. Chemical and isotopic compositions of Absaroka granitoids, Southwestern Montana. *Contrib. Mineral. Petrol.* 102, 462-477.

Mizuta, T., 1988. Interdiffusion rate of zinc and iron in natural sphalerite. *Econ. Geol.* 83, 1205-1220.

730 Moorbath, S., Welke, H., Gale, N.H., 1969. The significance of lead isotope studies in ancient, high-grade metamorphic basement complexes, as exemplified by the Lewisian rocks of Northwest Scotland. *Earth Planet. Sci. Lett.* 6, 245-256.

735 Moschetti, M.P., Ritzwoller, M.H., Yang, Y., 2010. Seismic evidence for widespread western-US deep-crustal deformation caused by extension. *Nature* 464, 885-890.

Moucha, R., Forte, A.M., Rowley, D.B., Mitrovica, J.X., Simmons, N.A., Grand, S.P., 2008.

Mantle convection and the recent evolution of the Colorado Plateau and the Rio Grande Rift

740 valley. *Geology* 36, 439-442.

Nelson, B.K., DePaolo, D.J., 1985. Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9 b.y. ago:

Nd isotopic evidence from the basement of the North American mid-continent. *Geol. Soc.*

Am. Bull. 96, 746-754.

745

Obrebski, M., Allen, R.M., Xue, M., Hung, S.-H., 2010. Slab-plume interaction beneath the

Pacific Northwest. *Geophys. Res. Lett.* 37, L14305.

O'Driscoll, L.J., Humphreys, E.D., Schmandt, B., 2011. Time correction to teleseismic P

750 delays derived from SKS splitting parameters and implications for western U.S. P-wave

tomography. *Geophys. Res. Lett.* 38, L19304.

Patterson, C., Tatsumoto, M., 1964. The significance of lead isotopes in detrital feldspar with

respect to chemical differentiation within the Earth's mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta* 28,

755 1-22.

Peucat, J.J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., Condie, K.C., 1989. Sr, Nd, and Pb isotopic

systematics in the Archean low- to high-grade transition zone of southern India: syn-accretion

vs post-accretion granulites. *J. Geol.* 97, 537-549.

760

Phillips, W.S., Stead, R.J., 2008. Attenuation of Lg in the western US using the USArray. Geophys. Res. Lett. 35, L07307.

Probst, K.R., 2007. Geochemistry of Cretaceous and Tertiary plutons of the Great Falls tectonic zone: implication for crustal evolution. MS thesis, University of Florida, 50 pages.

Ramo, O.T., Calzia, J.P., Kosunen, P.J., 2002. Geochemistry of Mesozoic plutons, southern Death Valley region, California: insights into the origin of Cordilleran interior magmatism. Contrib. Mineral. Petrol. 143, 416-437.

Rippe, D., Unsworth, M., 2010. Quantifying crustal flow in Tibet with magnetotelluric data. Phys. Earth Planet. In. 179, 107-121.

Robertson, S., 1986. Evolution of the late Archaean lower continental crust in southern West Greenland, in: J.B. Dawson, D.A. Carswell, J. Hall, K.H. Wedepohl, (Eds), The Nature of the Lower Continental Crust. Geol. Soc. Spec. Pub. 24, 251-260.

Rosholt, J.N., Zartman, R.E., Nkomo, I.T., 1973. Lead isotope systematics and uranium depletion in the Granite Mountains, Wyoming. Geol. Soc. Am. Bull. 84, 989-1002.

Ross, G.M., Villeneuve, M., 2003. Provenance of the Mesoproterozoic (1.45 Ga) Belt basin (western North America): another piece in the pre-Rodinia paleogeographic puzzle. Geol. Soc. Am. Bull. 115, 1191-1217.

785 Roth, J.B., Fouch, M.J., James, D.E., Carlson, R.W., 2008. Three-dimensional seismic
velocity structure of the northwestern United States. *Geophys. Res. Lett.* 35, L15304.

1465

Roy, R.F., Blackwell, D.D., Birch, F., 1968. Heat generation of plutonic rocks and continental
heat flow provinces. *Earth Planet. Sci. Lett.* 5, 1-12.

790

Royden, L.H., 1996. Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens:
implications for strain partitioning in the crust. *J. Geophys. Res.* 101, 17679-17705.

Royden, L.H., Burchfiel, B.C., King, R.W., Wang, E., Chen, Z., Shen, F., Liu, Y., 1997.

795 Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science* 276, 788-790.

Royden, L.H., Burchfiel, B.C., van der Hilst, R.D., 2008. The geological evolution of the
Tibetan Plateau. *Science* 321, 1054-1058.

800 Rudnick, R.L., 1995. Making continental crust. *Nature* 378, 571-578.

Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*
3, 1-64.

805 Rudnick, R.L. and Goldstein, S.L., 1990. The Pb isotopic composition of lower crustal
xenoliths and the evolution of lower crustal Pb. *Earth Planet. Sci. Lett.* 98, 192-207.

- Schmandt, B., Humphreys, E., 2010. Complex subduction and small-scale convection revealed by body-wave tomography of the western United States upper mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297, 435-445.
- 810
- Sears, J.W., Chamberlain, K.R., Buckley, S.N., 1998. Structural and U-Pb geochronological evidence for 1.47 Ga rifting in the Belt basin, western Montana. *Can. J. Earth Sci.* 35, 467-475.
- 815
- Shapiro, N.M., Ritzwoller, M.H., Molnar, P., Levin, V., 2004. Thinning and flow of Tibetan crust constrained by seismic anisotropy. *Science* 305, 233-236.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 26, 207-221.
- 820
- Vidal, P., Cocherie, A., Le Fort, P., 1982. Geochemical investigations of the origin of the Manalsu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 2279-2292.
- 825
- Vikre, P.G., 2000. Subjacent crustal sources of sulfur and lead in the eastern Great Basin metal deposits. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112, 764-782.
- Vilaros, A., Stevens, G., Moyen, J.-F., Buick, I.S., 2009. The trace element compositions of S-type granites: evidence for disequilibrium melting and accessory phase entrainment in the source. *Contrib. Mineral. Petrol.* 158, 543-561.
- 830

Wang, W., Ni, J.F., Aster, R., Sandvol, E., Wilson, D., Sine, C., Grand, S.P., Baldrige, W.S.,
2008. *Bull Seismol. Soc. Am.* 98, 2526-2532.

835 Wernicke, B.P., England, P.C., Sonder, L.J., 1987. Tectonomagmatic evolution of Cenozoic
extension in the North American Cordillera. *Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.* 28, 203-221.

White, W.M., Albarède, F., Télouk, P., 2000. High-precision analysis of Pb isotope ratios by
multi-collector ICP-MS. *Chem. Geol.* 167, 257-270.

840

Whitehouse, M.J., 1989. Pb-isotopic evidence for U-Th-Pb behavior in a prograde
amphibolite to granulite facies transition from the Lewisian complex of north-west Scotland:
implication of Pb-Pb dating. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 717-724.

845 Whitmeyer, S.J., Karlstrom, K.E., 2007. Tectonic model for the Proterozoic growth of North
America. *Geosphere* 3, 220-259.

Whitney, D.L., Teyssier, C., Rey, P., Buck, W.R., 2013. Continental and oceanic core
complexes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 125, 273-298.

850

Wilks, K.R., Carter, N.L., 1990. Rheology of some continental lower crustal rocks.
Tectonophysics 182, 57-77.

Wooden, J.L., Barth, A.P., and Mueller, P.A., 2013. Crustal growth and tectonic evolution of
855 the Mojave crustal province: Insights from hafnium isotope systematics in zircons. *Litho-
sphere* 5, 17-28.

Wooden, J.L., Kistler, R.W., Tosdal, R.M., 1998. Pb isotopic mapping of crustal structure in
860 the northern Great Basin and relationships to Au deposit trends: in Contributions to the gold
metallogeny of northern Nevada. R. M. Tosdal ed, U.S. Geological Survey Open-File Report,
98-338, 20-33.

Wooden, J.L., Mueller, P.A., 1988. Pb, Sr, and Nd isotopic compositions of a suite of Late
865 Archean, igneous rocks, eastern Bearhooth Mountains: implications for crust-mantle
evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* 87, 59-72.

Wooden, J.L., Stacey, J.S., Howard, K.A., Doe, B.R., Miller, D.M., 1988. Pb isotopic
evidence for the formation of the Proterozoic crust in the southwestern United States.
870 *Metamorphism and crustal evolution of the western United States*, Rubey Colloquium Series
7, 68-86.

Yang, Y., Ritzwoller, M.H., Lin, F.-C., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M., 2008. Structure of
the crust and uppermost mantle beneath the western United States revealed by ambient noise
875 and earthquake tomography. *J. Geophys. Res.* 113, B12310.

Yuan, H., Dueker, K., Stachnik, J., 2010. Crustal structure and thickness along the
Yellowstone hot spot track: evidence for lower crustal outflow from beneath the eastern
Snake River Plain. *G-cubed* 11, 3.

880

Zartman, R.E., 1974. Lead isotopic provinces in the Cordillera of the Western United States and their geologic significance. *Econ. Geol.* 69, 792-805.

885

890

895

900

905

Figure captions

1470

Figure 1. Topographic map of the western US showing the key geomorphological features discussed in this study. The main Proterozoic provinces are shown in italic.

910

Figure 2. (a) Maps showing the spatial distribution of literature Pb isotope data for ores, K-feldspars from plutonic rocks, and plutonic whole-rocks. (b) 2D histogram showing the spatial distribution of literature Pb isotope data for each of the three data sets of (a), and all data combined. Purple are areas with fewer than three data points. The complete data set is given in the electronic supplement.

915

Figure 3. Map of digital elevations showing the spatial distribution of the new samples analyzed here (host rocks and xenoliths), collected to complement the literature Pb isotopic database. CP is the Colorado Plateau, NBR and SBR are the northern and southern Basin and Range, respectively, RGR is the Rio Grande Rift, RM is the Rocky Mountains, and SRP is the Snake River Plain.

920

Figure 4. Histogram showing the age distribution of 59 samples from an arbitrary $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ cell as an example. The blue curve shows the normal age distribution of the data and the red area under the extreme end of the curve towards old ages indicates the values above the quantile corresponding to a probability of 97.5 percent, shown by the red vertical line at $T = 1760$ Ma.

925

Figure 5. Difference (ΔT) between the geological age and the model age for the models and data sets of Stacey and Kramers (1975) and Albarède and Juteau (1984) using Albarède et

930 al.'s (2012) equations. The dotted lines shows 1σ standard deviation for a moving window every 0.25 Ga.

Figure 6. (a) Rare-earth element patterns for the samples analyzed from the Colorado Plateau. (b) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ with the 1.7 Ga reference isochron shown for reference. Inset is a
935 close-up of the unradiogenic data cluster. Red and blue symbols have Eu/Eu^* anomalies lower and higher than 8, respectively (see panel c). The distribution of the data about the 1.7 Ga reference isochron indicates rock formation during the Proterozoic Yavapai orogenic events. (c) Variability of Pb model ages as a function of Eu/Eu^* with blue dots having $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 8$ (high-purity K-feldspar) and red dots having $\text{Eu}/\text{Eu}^* < 8$ (metamorphic K-feldspar or K-
940 feldspar with possible inclusions of refractory minerals). (d) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Figure 7. Maps of grid-cell 97.5 percentile for Pb model ages T (top row), grid-cell averages of time-integrated U/Pb (middle row), and grid-cell averages of time-integrated Th/U (bottom row) for the three data sets of ores (left-hand column), K-feldspars from felsic plutonic rocks
945 (left-hand middle column), and felsic plutonic whole-rocks (right-hand middle column), along with all data combined (right-hand column).

Figure 8. Stack of images comparing model ages from Pb isotope data (top) with model ages from Nd isotope data (2nd from top; references are in the text). These chemical images are
950 compared to the seismic Moho depth inferred from receiver functions (2nd from bottom; Levander and Miller, 2012) and the V_p tomographic slice at 100 km (bottom) from Schmandt and Humphreys (2010).

Figure 9. Stack of images with the top map showing the distribution and general regional
 955 tectonic setting of Cordilleran Cretaceous to Tertiary igneous and metamorphic terranes and
 structures adapted from Davis and Coney (1979). 1: metamorphic core complexes; 2: major
 batholiths; 3: upper Tertiary basaltic volcanic rocks; 4: lower to middle Tertiary ignimbrites;
 5: Sevier thrust faults; 6: Laramide thrust faults; 7: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.706$ line (Kistler and
 Peterman, 1973, 1978). This is compared to the heat flux database of the International Heat
 960 Flow Commission (www.heatflow.und.edu), the Th/U ratio calculated from Pb isotopic data,
 and the V_p/V_s tomographic slice at 100 Km (bottom) from Schmandt and Humphreys (2010).
 Pixel size: $1^\circ \times 1^\circ$.

Figure 10. Map of correlation coefficients between V_p/V_s and Th/U calculated from Pb
 965 isotopic data. For each sample locality, the contribution of the other samples to the correlation
 was weighted with the angular distance (see Appendix A for details). The weight has the form
 of a normal density function with a standard-deviation of 1.5° . Results averaged over $0.5^\circ \times$
 0.5° pixels. Orange-reddish color pixels indicate a clear correlation between V_p/V_s and Th/U.
 Greenish to yellow color pixels show no correlation. The blue pixels of the Okanogan
 970 Highlands (Northeastern Washington) show a strongly negative correlation.

Fig. 1

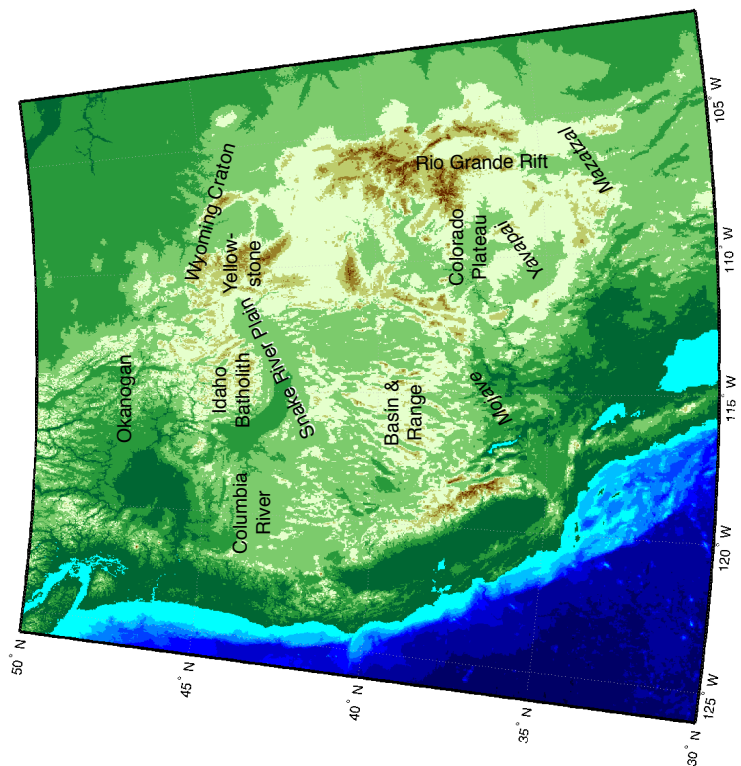


Fig. 2

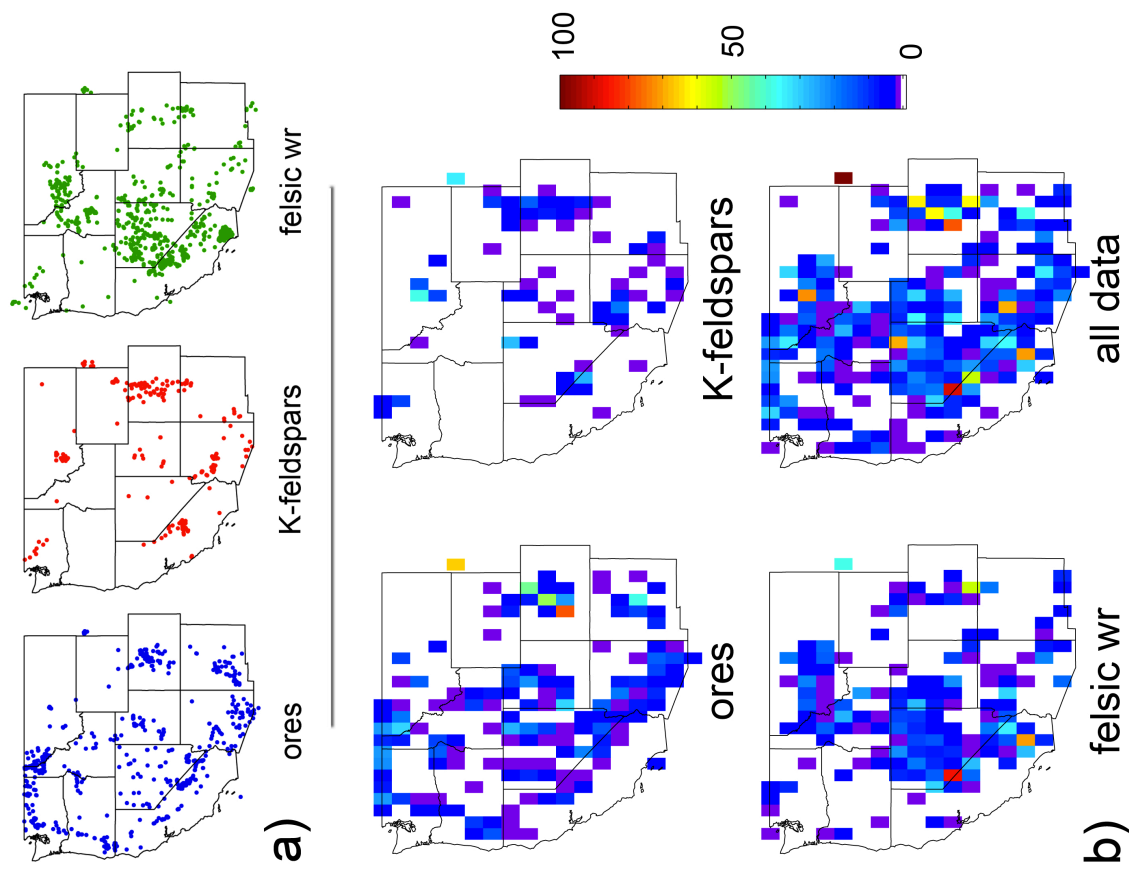


Fig. 3

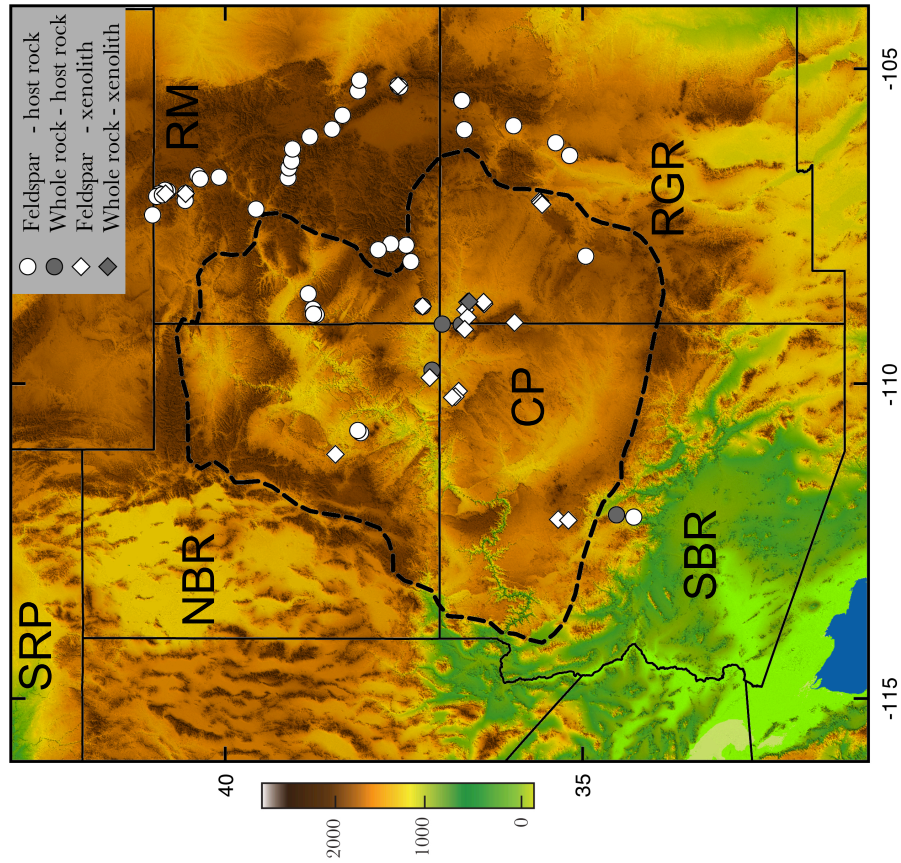


Fig. 4

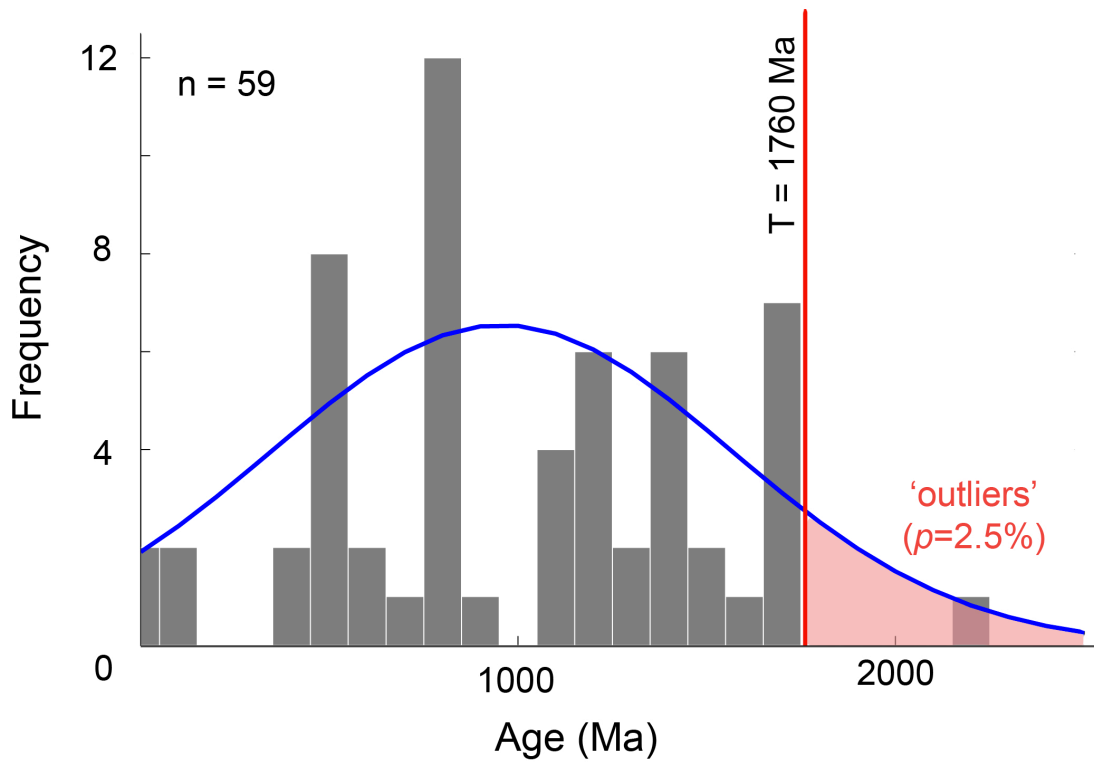


Fig. 5

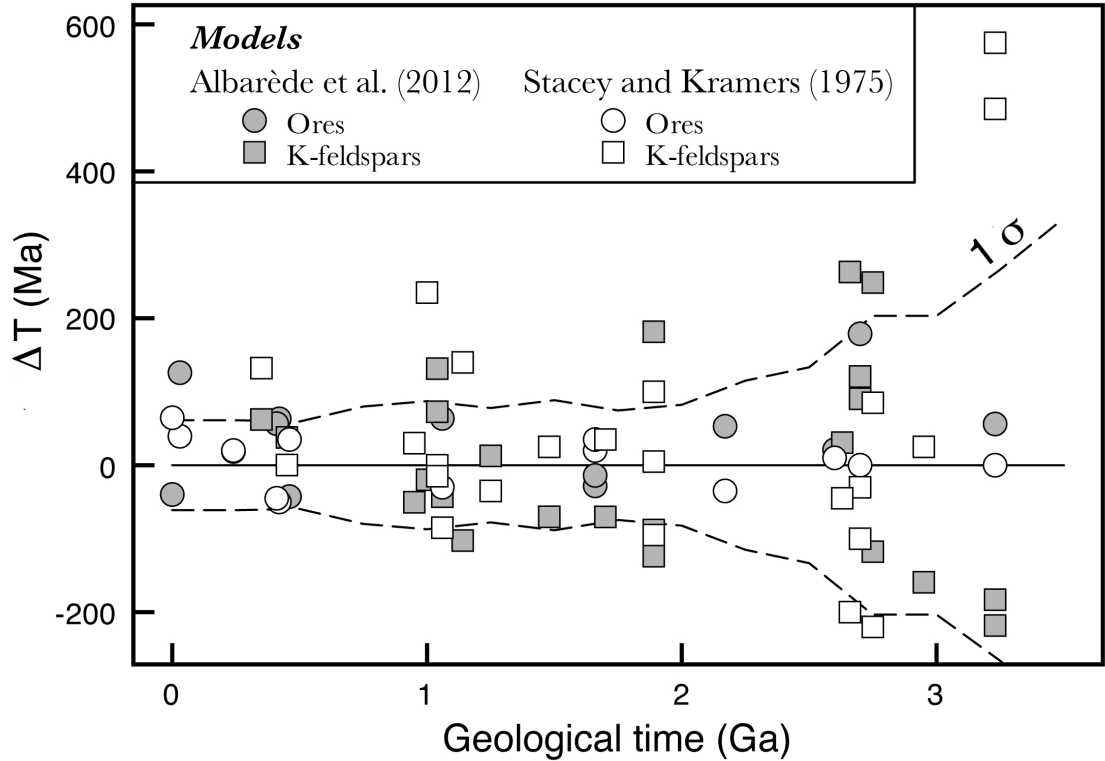


Fig. 6

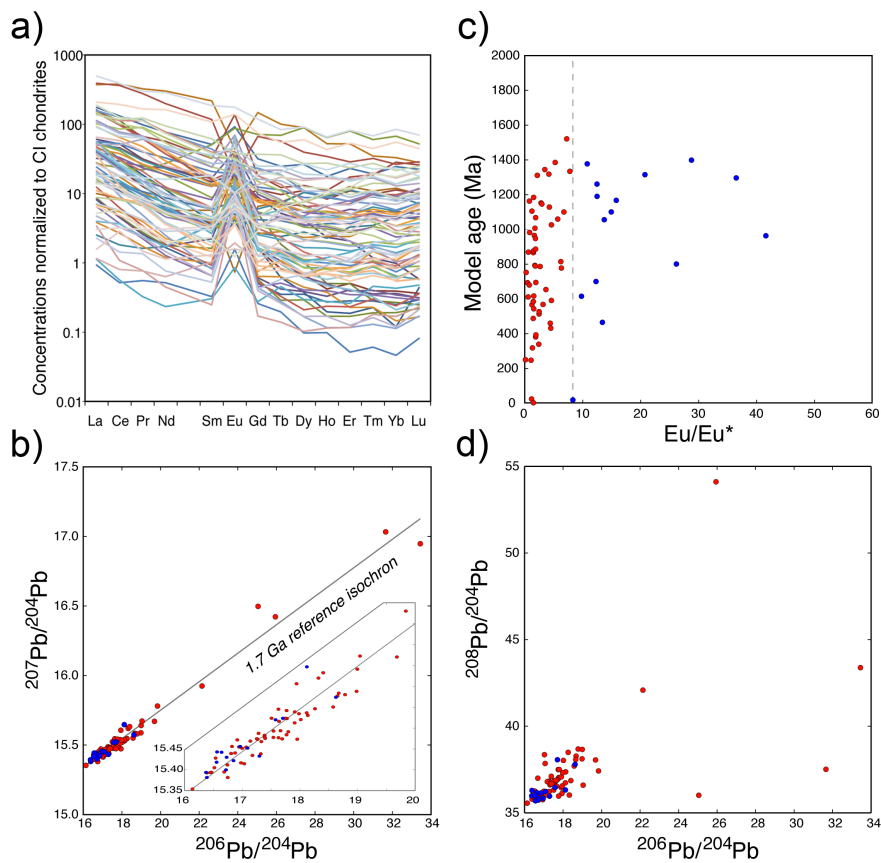


Fig. 7

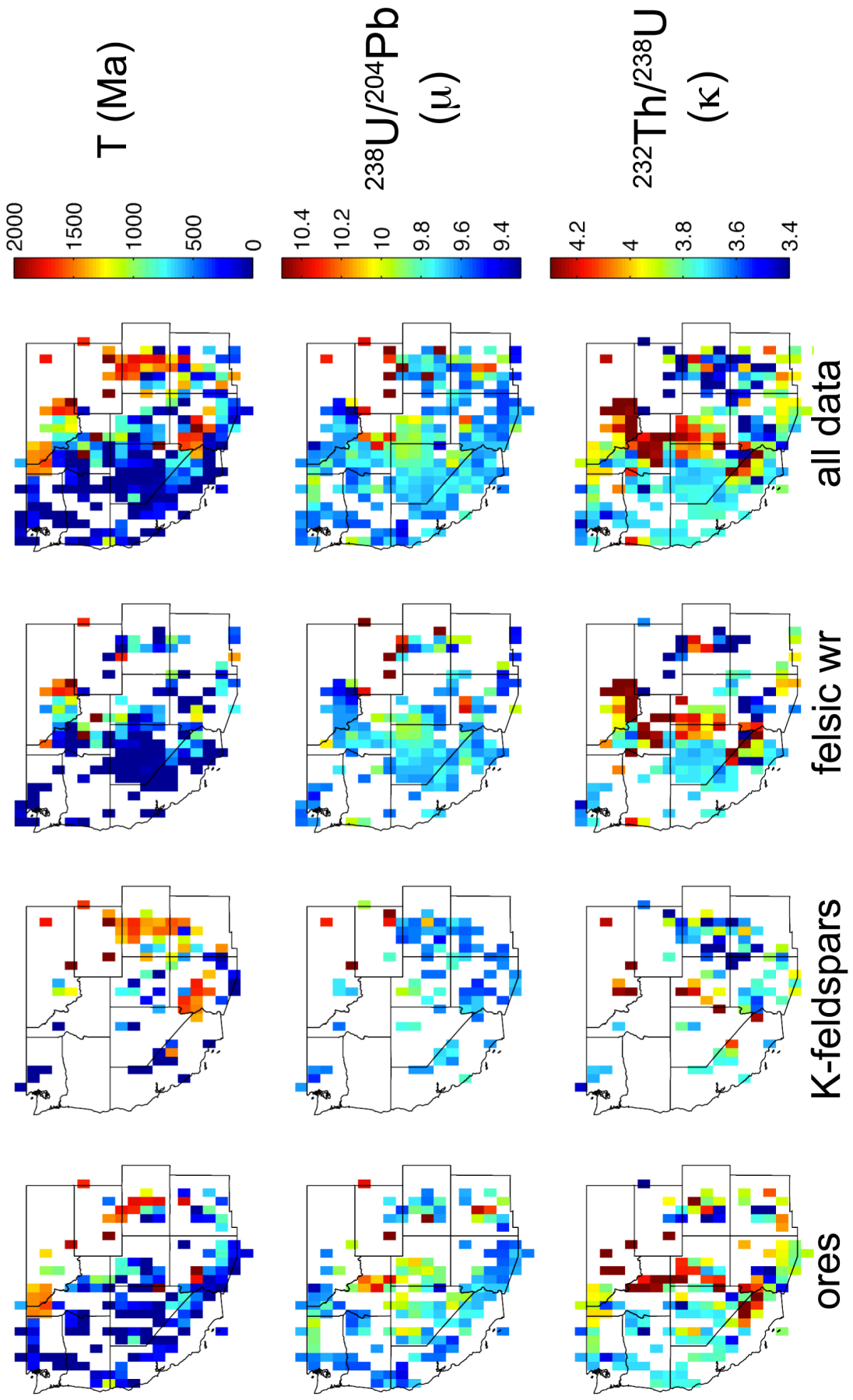


Fig. 8

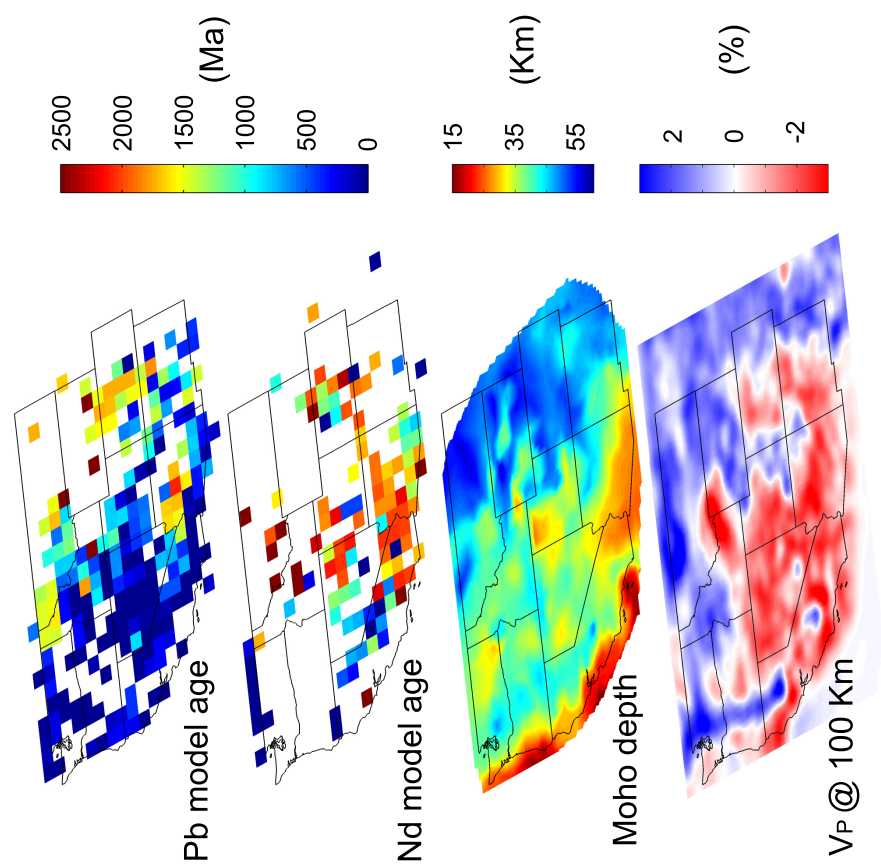


Fig. 9

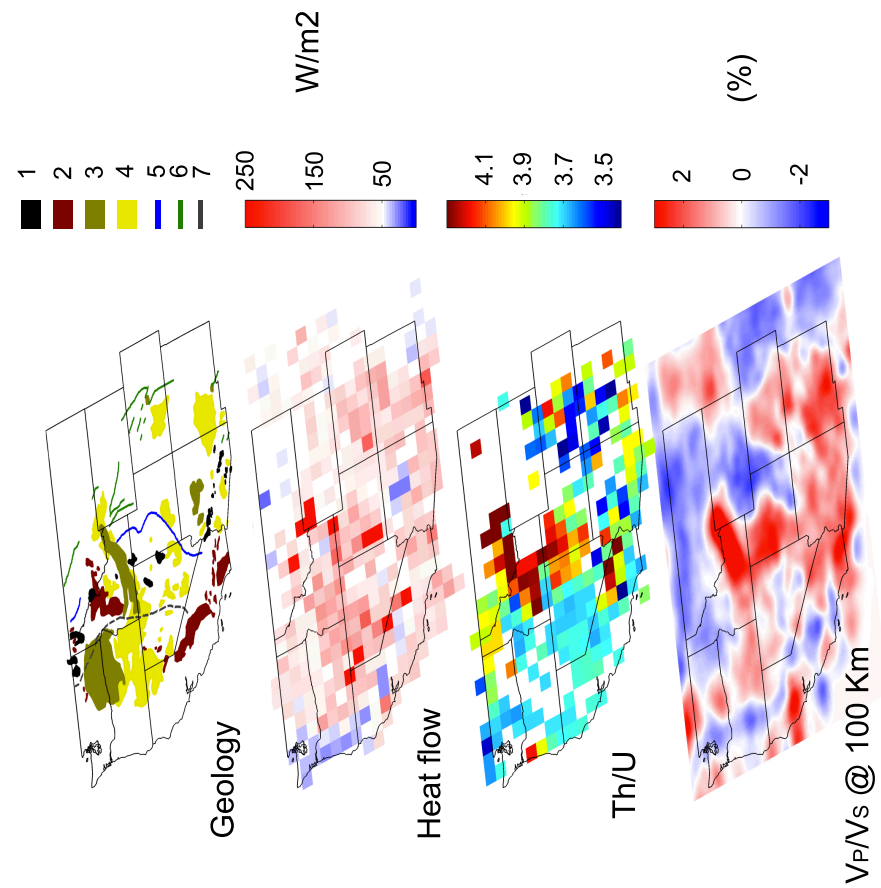
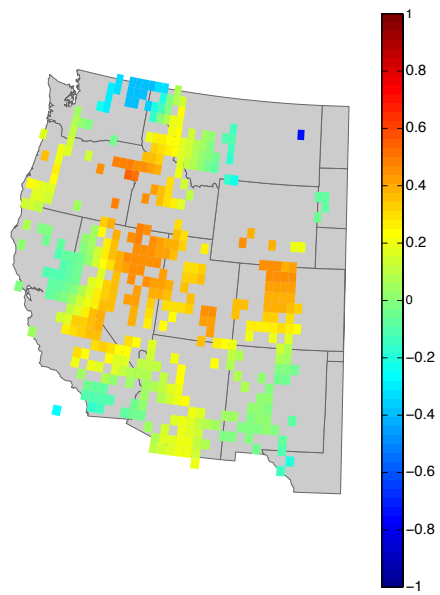


Fig. 10



Two-stage Pb isotope evolution

It is often convenient to describe the evolution of a rock sample or an ore deposit, as if it has evolved through two stages, labelled 1 and 2. Lead isotope evolution starts at T_0 , which may be the age of the Earth or a more appropriate old age. At T_i , U is fractionated from Pb through magmatic or hydrothermal activity. The present-day values of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for a two-stage evolution read:

$$x_i = x_0 + \mu_1 (e^{\lambda T_0} - e^{\lambda T_i}) + \mu_2 (e^{\lambda T_i} - 1) \quad (1)$$

$$y_i = y_0 + \frac{\mu_1}{137.8} (e^{\lambda' T_0} - e^{\lambda' T_i}) + \frac{\mu_2}{137.8} (e^{\lambda' T_i} - 1) \quad (2)$$

$$z_i = z_0 + \mu_1 \kappa_1 (e^{\lambda'' T_0} - e^{\lambda'' T_i}) + \mu_2 \kappa_2 (e^{\lambda'' T_i} - 1) \quad (3)$$

In general, x_i , y_i , and z_i are data, whereas x_0 , y_0 , z_0 , and T_0 are free parameters (e.g., lead isotope ratios from Canyon Diablo troilite and 4.567 Ma). The system made by Eqns. 1 and 2 has three unknowns T_1 , μ_1 , and μ_2 , and therefore cannot be solved. Sulfides and, although to a lesser extent, K-feldspars, accommodate large concentrations of Pb, and, in nearly every case, have very low U and Th contents. It can therefore safely be assumed that, for sulfides and K-feldspars, $\mu_2 \approx 0$ from T_i to the present. We will now describe procedures to retrieve μ_1 , κ_1 , and T_i (κ_2 is no longer relevant).

Pb geological model ages. We will first show how to derive a model age T_i for the geological basement using the Pb isotope composition of any given ore with respect to modern upper continental crust. T_0 may be the age of the Earth, or the age at which the Earth's mantle went through its last major differentiation event, typically 4.35 Ma ago (Albarede *et al.*, 2013). T_i is the geological ‘model’ age of ore sample i . The subscript 0 refers to primordial Pb, and the superscript * to modern common Pb (Stacey and Kramers 1975; Albarède and Juteau 1984; Cumming and Richards 1975). We define:

$$\Delta\mu_i = \mu_i - \mu^* \quad (4)$$

$$\Delta\kappa_i = \kappa_i - \kappa^* \quad (5)$$

The equations for the two-stage evolution of the U-Pb systems between T_0 and T_i , with no U being present after that time, are:

$$\begin{aligned} x_i &= x_0 + \mu_i (e^{\lambda T_0} - e^{\lambda T_i}) \\ &= x_0 + \mu^* (e^{\lambda T_0} - 1) - \mu^* (e^{\lambda T_i} - 1) + \Delta\mu_i (e^{\lambda T_0} - e^{\lambda T_i}) \end{aligned} \quad (6)$$

with similar relationships for y_i and z_i . A first set of chronometric equations

now reads:

$$x_i = x^* - \mu^* (e^{\lambda T_i} - 1) + \Delta\mu_i (e^{\lambda T_0} - e^{\lambda T_i}) \quad (7)$$

$$y_i = y^* - \frac{\mu^*}{137.8} (e^{\lambda' T_i} - 1) + \frac{\Delta\mu_i}{137.8} (e^{\lambda' T_0} - e^{\lambda' T_i}) \quad (8)$$

The geological parameter $\Delta\mu_i$ is eliminated between the last two equations to give:

$$f(T_i) = \frac{y_i - y^*}{x_i - x^*} - s(T_0, T_i) - \frac{\mu^* (e^{\lambda' T_i} - 1)}{x_i - x^*} [s(T_0, T_i) - s(T_i, 0)] = 0 \quad (9)$$

where the slope $s(T_0, T)$ is given by:

$$s(T_0, T) = \frac{1}{137.8} \frac{e^{\lambda' T_0} - e^{\lambda' T}}{e^{\lambda T_0} - e^{\lambda T}} \quad (10)$$

The U/Pb of the ore source. Once T_i is known, any of the Equations 7 or 8 will give $\Delta\mu_i$ and, from Equation 5, μ_i .

The Th/U of the ore source. Likewise, $\Delta\kappa_i$ of the ^{232}Th - ^{208}Pb system is computed as:

$$z_i = z_0 + \kappa_i \mu_i (e^{\lambda'' T_0} - e^{\lambda'' T_i}) = z_0 + (\mu^* \kappa^* + \mu_i \Delta\kappa_i + \kappa^* \Delta\mu_i) (e^{\lambda'' T_0} - e^{\lambda'' T_i}) \quad (11)$$

or:

$$\begin{aligned} z_i &= z_0 + \mu^* \kappa^* (e^{\lambda'' T_0} - 1) - \mu^* \kappa^* (e^{\lambda'' T_i} - 1) + (\mu_i \Delta\kappa_i + \kappa^* \Delta\mu_i) (e^{\lambda'' T_0} - e^{\lambda'' T_i}) \\ &= z^* - \mu^* \kappa^* (e^{\lambda'' T_i} - 1) + (\mu_i \Delta\kappa_i + \kappa^* \Delta\mu_i) (e^{\lambda'' T_0} - e^{\lambda'' T_i}) \end{aligned} \quad (12)$$

which can be solved as:

$$\Delta\kappa_i = \frac{z_i - z^* + \mu^* \kappa^* (e^{\lambda'' T_i} - 1) - \kappa^* \Delta\mu_i (e^{\lambda'' T_0} - e^{\lambda'' T_i})}{\mu_i (e^{\lambda'' T_0} - e^{\lambda'' T_i})} \quad (13)$$

(note typo in Albarede *et al.*, 2012). Typically, changing T_0 from 4.35 to 3.8 Ga, affects young (< 1 Ma) model ages T_1 by < 40 Ma.

Reference models. Equation 9 may be solved for T_i using the Excel Solver or an in-house Matlab code, which may be obtained from the senior author upon request. Parameters used in the various equations are $\lambda = 0.155125 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$, $\lambda' = 0.98485 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$, $\lambda'' = 0.049475 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$, $T_0 = 4.43 \text{ Ga}$, $x^* = 18.750$, $y^* = 15.63$, $z^* = 38.83$, $\mu^* = 9.66$, and $\kappa^* = 3.90$ (Stacey and Kramers 1975; Albarede and Juteau 1984).

Chapitre 4

Les isotopes du néodyme et de l'hafnium des laves du Colorado Plateau

Dans ce quatrième et dernier chapitre figurent les analyses isotopiques du néodyme (Nd) et de l'hafnium (Hf) des laves basiques du Colorado Plateau (CP) et de ses zones de transition. Ces analyses ont pour but de déterminer la structure du sub-continental sous le CP et ainsi de contraindre la dynamique à l'origine du volcanisme visible en surface. Cette étude a fait l'objet d'une publication dans le journal *Geology*, insérée dans la deuxième section. La première section introduit les données de la littérature et donne un résumé de la publication.

4.1 Données Néodyme-Hafnium de la littérature et résumé de la publication

La table 4 de l'annexe 1 fait état des analyses isotopiques de l'Hf de l'ouest U.S.A. disponibles dans la littérature. Ces données doivent être comparées à la signature isotopique

des laves d'origine mantellique que sont les MORB (Fig. 4.1.1) et les OIB (Fig. 4.1.2). Les MORB ont une signature isotopique appauvrie avec des rapports Nd et Hf élevés. Certains échantillons ont une signature plus enrichie, avec certainement la contribution de basaltes enrichis tels que les OIB qui s'alignent sur le Mantle Array (Vervoort and Blichert-Toft, 1999). Même si statistiquement la composition des MORB est proche du Mantle Array, on note une grande variabilité dans l'écart à cette droite, entre -5 et +5 unités $\Delta\epsilon_{Hf}$ (écart au Mantle Array), une variabilité qui se retrouve également pour les OIB. La compilation récente de ces données est semblable aux champs MORB et OIB définis par Beard and Johnson (1997) et Carlson and Nowell (2001).

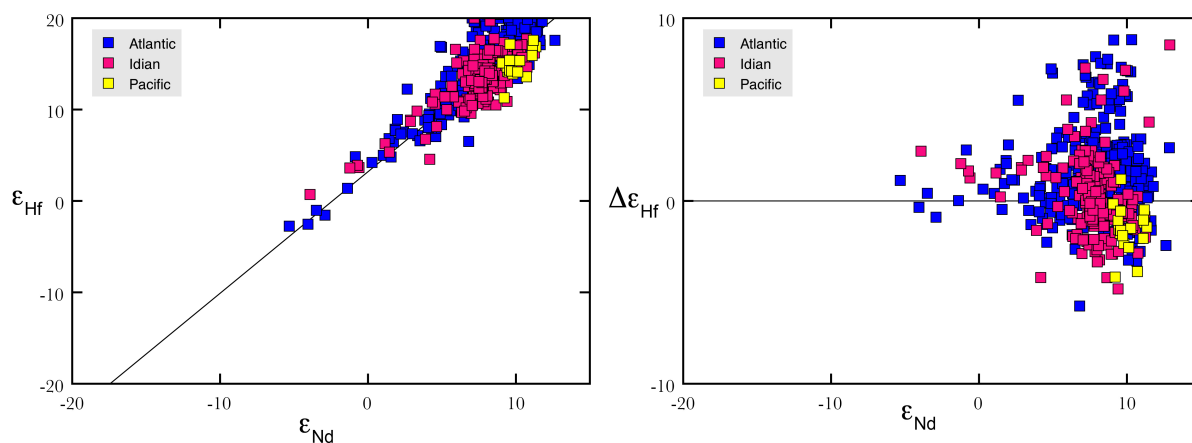


FIGURE 4.1.1: ϵ_{Hf} versus ϵ_{Nd} (gauche) et $\Delta\epsilon_{Hf}$ versus ϵ_{Nd} (droite) des roches de type MORB. $\Delta\epsilon_{Hf}$ est l'écart à la droite dessinée par les OIB, le Mantle Array (Vervoort and Blichert-Toft, 1999). L'échelle a été choisie pour être identique à celle de la figure 4.3. Données d'après Meyzen et al. (2007).

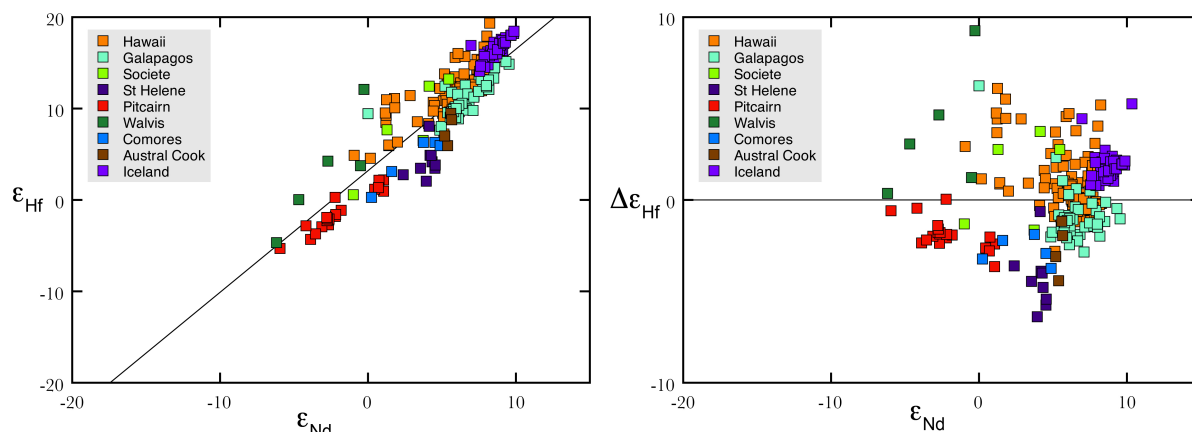


FIGURE 4.1.2: ϵ_{Hf} versus ϵ_{Nd} (gauche) et $\Delta\epsilon_{Hf}$ versus ϵ_{Nd} (droite) des roches de type OIB. D'après les données de Stracke et al. (2003).

La composition isotopique de l'Hf et du Nd des basaltes continentaux de l'ouest U.S.A. est hétérogène et parfois plus enrichie que les OIB (Fig. 4.1.3). Peu de données appartiennent au champ des MORB hormis les laves de San Andreas, celles du southern Basin and Range et certaines laves du northern Basin and Range. Ces laves sont associées à un contexte géodynamique particulier avec une extension lithosphérique intense, ou un contexte de chevauchement entre deux plaques dans le cas de San Andreas. De tels mouvements permettent une remontée du manteau asthénosphérique convectif qui fond par décompression adiabatique, comme lors de la formation des MORB, d'où une signature isotopique identique. Certains basaltes continentaux ont une composition isotopique en Nd et Hf plus faible que les OIB, ce qui montre qu'ils échantillonnent une source qui a été isolée du manteau convectif suffisamment longtemps pour développer de telles signatures. C'est le cas de certaines laves du Great Basin, mais c'est surtout le cas des Rocky Mountains où les laves échantillonnent le manteau lithosphérique sub-continental protérozoïque, comme le montre la sismologie avec un manteau froid et une limite lithosphère-asthénosphère (LAB) profonde (Fig. 1.2.1 et 1.2.4). Le CP et ses zones de transitions sont à l'intermédiaire entre ces deux compositions extrêmes avec des signatures distinctes entre les divers segments du

1520 plateau, notamment entre la transition ouest et le centre du plateau.

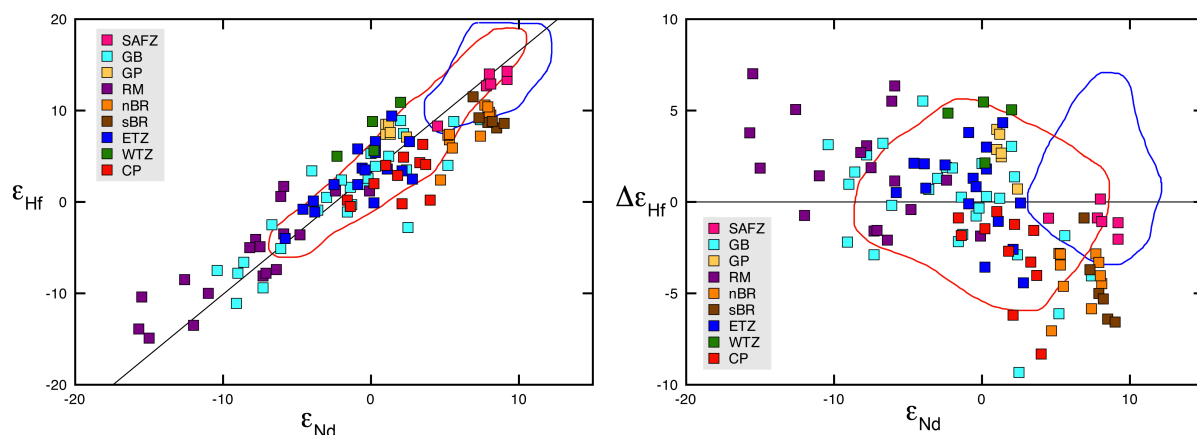


FIGURE 4.1.3: ϵ_{Hf} versus ϵ_{Nd} (gauche) et $\Delta\epsilon_{Hf}$ versus ϵ_{Nd} (droite) des basaltes continentaux de l'ouest U.S.A. Les régions volcaniques et les couleurs sont équivalentes à la figure 2.2.1. Données de la littérature d'après la table 4 de l'annexe 1. Les traits en bleu et rouge définissent les champs des MORB et des OIB respectivement, d'après les données de la figure précédente.

L'étude insérée dans la section suivante s'articule autour de nouvelles analyses isotopiques du couple Hf–Nd sur des laves basiques du CP et de ses zones de transition. La figure 3A de la publication rassemble les analyses et montre que les nouvelles données suivent le Mantle Array, avec certaines valeurs au dessus, notamment lorsque le rapport de Nd est faible. Les laves du champ San Francisco montrent même une corrélation qui part du Mantle Array. Les roches analysées ont une source enrichie et plusieurs processus peuvent expliquer cette caractéristique. Les échantillons qui s'alignent sur le Mantle Array peuvent venir de sources isolées du manteau convectif lors de la formation Protérozoïque de la lithosphère. Pour les laves qui dévient du Mantle Array, un autre processus que l'isolement mantellique doit être invoqué. La contamination crustale a été écartée par l'étude précédente de Carlson and Nowell (2001) mais la présence de lithologies pauvres en olivines comme des pyroxénites et/ou éclogites, observées en enclave dans les laves (Porreca et al., 2006) pourrait expliquer les observations. Les corrélations peuvent également dater

des épisodes de métasomatisme depuis l'isolement du manteau sub-continental, mais aussi
indiquer la présence de sédiments pélagiques terrigènes (Vervoort and Blichert-Toft, 1999),
introduits dans la source mantellique lors de l'épisode de subduction plate au cours l'orogène
des Laramides. Le rapport Zn/Fe est un rapport d'éléments qui permet de caractériser
la lithologie de la source (LeRoux et al., 2010). Il apparaît que les laves sur le plateau pro-
viennent d'une lithologie pauvre en olivine, donc de type pyroxénite et/ou éclogite, alors
que les laves autour du plateau dérivent d'une source de type péridotite. La contribution
de sédiments est écartée notamment avec des rapports isotopiques du Pb faibles pour les
échantillons qui dévient du Mantle Array. Cette observation va à l'encontre des attentes
lorsqu'il y a présence de sédiments dans la source (Plank and Langmuir, 1998).

Afin de déterminer la nature des sources où il y a fusion, nous pouvons estimer la pres-
sion et la température de mise en place des laves. Les laves des zones de transition ayant
une source de type péridotite, il est possible d'utiliser leur composition, notamment les
concentrations des éléments majeurs, pour ajouter une contrainte thermo-barométrique
sur la formation des magmas. La figure 1 de la publication regroupe les estimations P-T à
partir du modèle de Lee et al. (2009) et des données de NAVDAT. Elles montrent que la
pression d'équilibration des laves s'étend sur une large gamme de profondeur, à la fois dans
le champ du spinelle et du grenat et jusqu'à de forte pression et température, 4 GPa et
1550°C, malgré la signature isotopique enrichie des laves. Cependant, les valeurs absolues
de ce modèle dépendent de la présence d'eau, qui a été prise comme constante à 0.5 wt%.
Une concentration plus forte diminue les estimations P-T. Néanmoins, la pression est liée
à la concentration des éléments incompatibles comme Ti (Fig. 3A de la publication), ce
qui permet d'affirmer que les estimations de pression relatives les unes par rapport aux
autres sont en accord avec un taux de fusion de plus en plus fort au fur et à mesure que
l'on s'approche de la surface. C'est la même tendance qui est observée en comparant les
estimations P-T aux fractions de liquide issues du modèle de Katz et al. (2003) (Fig. 1 de

la publication). Les taux de fusion étant plus faibles en profondeur, la concentration en éléments incompatibles est plus forte à cet endroit. C'est notamment le cas de l'eau, un élément incompatible. Cela induit des écarts dans les estimations P-T et montre l'importance de contraindre la concentration en eau dans les laves et leurs sources.

Le spinelle et le grenat sont des phases barométriques qui affectent différemment les rapports Hf/Lu et Sm/Nd des laves et de leur sources. En considérant que la source est un manteau lithosphère isolé il y a 1.7 Ga (Bennett and DePaolo, 1987; Selverstone et al., 1999), il est possible de calculer la phase dominante de la source des laves (Fig. 3B de la publication). Les magmas du CP représentés par les champs Hopi Buttes et Navajo, se sont mis en place dans le champ de stabilité du grenat, à l'instar de certaines laves alcalines de Zuni Bandera à l'est. Les autres laves se sont équilibrées dans le champ du spinelle, de moins en moins profond au fur et à mesure que l'on s'éloigne du plateau comme le montre les champs de San Francisco et du sud de l'Utah. Ces données chimiques confirment que les laves qui s'équilibrent à faible profondeur sont liées à des taux de fusion plus élevés.

L'étape suivante consiste à comparer ces données issues d'analyses chimiques aux données sismiques du réseau USArray. La conversion des ondes P en ondes S et inversement au niveau d'interfaces contraint la profondeur du Moho et de la LAB. La LAB est profonde au centre du CP, sous les champs Navajo et Hopi Buttes (Fig. 2A de la publication). A l'inverse, la LAB est moins profonde autour du plateau vers le Basin and Range et le Rio Grande Rift, où nous retrouvons les autres champs volcaniques. Les coupes des zones de transition du plateau (Fig. 2B-D de la publication) avec les pressions d'équilibration des laves montrent que la fusion s'opère sur une large gamme de profondeur, le long de la transition marquée entre la LAB profonde du CP et la LAB peu profonde autour du plateau. La profondeur du Moho et de la LAB a également mis à jour des zones où la croûte et le manteau se détachent en profondeur (Fig. 2A de la publication) (Levander et al., 2011).

La combinaison des observations chimiques et sismiques permet de mieux contraindre les scénarios de fusion mantellique sous le CP et sous ses zones de transition. Au centre du CP, les champs Navajo et Hopi Buttes ont une source profonde et pauvre en olivine, avec un faible taux de fusion. Sous le CP, la LAB est profonde et on observe une délamination du manteau lithosphérique sous la partie ouest du plateau. Ainsi le mode de fusion le plus probable est celui d'un étirement lithosphérique ou d'un réchauffement de la lithosphère continentale métasomatisée au contact de la remontée de manteau asthénosphérique due à la délamination (Fig. 4 de la publication). Les autres champs volcaniques se mettent en place le long de la confrontation entre le manteau lithosphérique ancien du CP et le manteau asthénosphérique à l'ouest et au sud du plateau. La signature isotopique enrichie des laves montre qu'il s'agit bien du manteau lithosphérique qui fond, par réchauffement au contact de l'asthénosphère qui remonte, grâce au retour de matériel dû à la délamination (Fig. 4 de la publication). Ce flux asthénosphérique entraîne le manteau lithosphérique vers la surface et provoque la fusion de ce dernier par décompression, comme l'indiquent les taux de fusion de plus en plus forts lorsque la pression diminue.

Ainsi, la combinaison d'approches différentes permet d'affiner les modèles qui visent à expliquer la mise en place des laves. Les observations sismiques séparent le manteau lithosphérique froid du manteau asthénosphérique chaud, tout en indiquant la profondeur de la LAB. Des anomalies de profondeur du Moho et de la LAB permettent également de remarquer des mouvements verticaux de matériel mantellique. L'analyse isotopique du couple Nd-Hf renseigne sur les caractéristiques chimiques de la source qui fond. Nous pouvons étudier sa lithologie, sa nature lithosphérique ou asthénosphérique et son âge si elle a été isolée de la convection. La thermo-barométrie fait le lien entre la sismologie et la géochimie. Les modèles d'équilibre des éléments dépendent de paramètres critiques comme la concentration en eau qui limite les observations. A l'inverse, les rapports Lu/Hf et Sm/Nd des laves et de leurs sources contraignent la présence des phases barométriques

spinelle et grenat, tout en indiquant les taux de fusion. Cette dernière information permet de trancher entre le mécanisme de fusion par compression ou décompression, une autre indication pour comprendre la dynamique mantellique sub-continentale.

1615 **4.2 Melting under the Colorado Plateau**

Melting under the Colorado Plateau, USA

Mary R. Reid¹, Romain A. Bouchet², Janne Blichert-Toft^{2,3}, Alan Levander³, Kaijian Liu³, Meghan S. Miller⁴, and Frank C. Ramos⁵

¹School of Earth Sciences and Environmental Sustainability, Northern Arizona University, Flagstaff, Arizona 86011-4099, USA

²Laboratoire de Géologie de Lyon, Ecole Normale Supérieure de Lyon and Université Claude Bernard Lyon 1, CNRS, UMR 5276, 46 Allée d'Italie, 69007 Lyon, France

³Department of Earth Science, Rice University, 6100 Main Street, Houston, Texas 77005, USA

⁴Department of Earth Sciences, University of Southern California, Los Angeles, California 90089, USA

⁵Department of Geological Sciences, New Mexico State University, Las Cruces, New Mexico 88003, USA

ABSTRACT

Mafic volcanism gradually encroaching on the tectonically stable Colorado Plateau in the southwestern United States appears to originate from within Paleoproterozoic lithosphere. New Hf and Nd isotope data strengthen evidence for magma source heterogeneity; other geochemical signatures show these sources to consist dominantly of peridotite. Tomographic and receiver function analyses reveal that young volcanism occurs above or outboard of a pronounced shallowing in the lithosphere-asthenosphere boundary. Melt extraction extends to the base of lithosphere thinned to <75 km, with more shallowly derived melts characterized by higher degrees of partial melting. Accordingly, decompression melting of a reactivated chemical boundary layer \pm asthenosphere, rather than in situ lithospheric melting or melting of lithospheric mantle drips/delaminations, appears to be responsible for recent Colorado Plateau magma generation.

INTRODUCTION

Some of the youngest volcanism in the southwestern United States is associated with the Colorado Plateau (CP), an elevated region of nominally thick Paleoproterozoic continental lithosphere (120–150 km; West et al., 2004). Melt barometry (Lee et al., 2009) (Fig. 1), isotopic signatures distinct from those of mantle asthenosphere (Carlson and Nowell, 2001, and references therein), and geochemical evidence for melting above the garnet-spinel transition zone (Asmerom, 1999, and references therein) suggest melt generation in CP lithosphere. Thermal relaxation of lithosphere adjacent to warmer asthenosphere could promote in situ melting (e.g., Roy et al., 2009; van Wijk et al., 2010), especially if the lithosphere was metasomatized during Laramide-age (80–40 Ma) shallow subduction of the Farallon plate, and/or if more fusible components such as sediments and metabasalts were introduced at its base. Melts could alternatively be generated by compression of downwelling re-fertilized and hydrated lithosphere (Elkins-Tanton, 2007) and/or by the accompanying return flow of asthenospheric mantle such as indicated by recent models for CP dynamics (van Wijk et al., 2010; Levander et al., 2011). Here we use new geophysical and geochemical observations to more rigorously examine the conditions of CP melt generation and show that melting does not occur statically within the thermal boundary layer or by lithospheric downwelling, but rather by high-temperature decompression melting of mantle peridotite at or below the seismological proxy for the lithosphere-asthenosphere boundary (LAB).

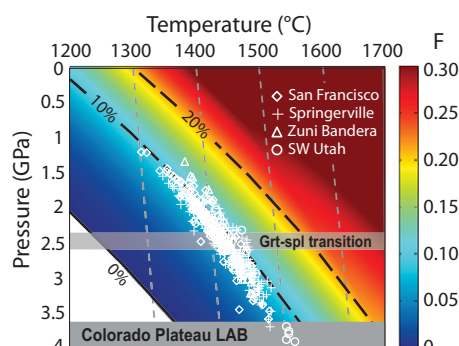


Figure 1. Comparison of melt equilibration conditions to melt fractions (F) for melting near Colorado Plateau margins. Pressure-temperature estimates are from Si- and Mg-thermobarometry (Lee et al., 2009) using NAVDAT (the North American Volcanic and Intrusive Rock Database) and other data for lavas with MgO \geq 8 wt% (Item DR3 in the GSA Data Repository [see footnote 1]), and assuming $F_{0.90}$ source and melts with $Fe^{3+}:Fe = 0.1$ and 0.5 wt% H_2O . Melt fractions derived from model of Katz et al. (2003) for source with 0.05 wt% H_2O (cf. Li et al., 2008). Melt fraction contours shown by long-dashed lines; mantle adiabats shown by near-vertical, short-dashed lines. The Putirka (2008b) formulation of the same barometer gives lower values with increasing P , with differences being $>13\%$ at $P > 3$ GPa. Depth for Colorado Plateau lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) from West et al. (2004).

SEISMIC STRUCTURE OF CP MANTLE ASSOCIATED WITH MELTING

The southern CP is bounded by the Basin and Range province to the west and south, and the Rio Grande Rift to the east (Fig. 2). Wide-

spread mid-Tertiary ignimbrite volcanism and orogenic collapse characterized the Basin and Range province in the wake of removal of the shallowly subducting Farallon slab (Humphreys et al., 2003) but does not appear to have significantly affected the CP. P-wave tomographic images show that the southwestern CP is underlain by relatively low-velocity upper mantle (Schmandt and Humphreys, 2010) that could have infiltrated the channel formerly occupied by the Farallon slab (West et al., 2004).

A map computed from P_s and S_p receiver functions using USArray data (Fig. 2A) shows that the LAB attains a depth of >110 km under much of the northern half of the Colorado Plateau, consistent with a shear wave model for the northwest-southeast Colorado Plateau/Rio Grande Rift Seismic Transect Experiment (LA RISTRA) transect through the center of the CP (West et al., 2004). In contrast, the LAB shoals dramatically under the southern CP where it transitions to the Basin and Range and Rio Grande Rift provinces. The LAB is at a depth of ~ 90 km beneath the 4–6 Ma Hopi Buttes volcanic field and much of the Oligocene–Miocene Navajo volcanic field. Younger (<1 Ma) volcanic fields to the south and west lie outboard of a step-like change in lithospheric thickness from relatively thicker (>90 km) to thin (<70 km) lithosphere that occurs over distances of <30 km. When cross sections through the crust and mantle beneath three of these volcanic fields are considered—as imaged in P_s common conversion point stacks and by V_s (Figs. 2B–2D, and Fig. DR1 in the GSA Data Repository¹, respectively)—as well as the seismic profiles of Levander et al. (2011), it can be seen that they lie above or somewhat outboard of the stepwise changes in depths to the Moho and LAB. Several of these fields are also at the margins of a proposed lithospheric delamination (Schmandt

¹GSA Data Repository item 2012120, Item DR1 (supplementary seismological figures); Item DR2 (Hf and Nd isotope data for CP lavas); Item DR3 (compositional data sources summary); and Item DR4 (Lu/Hf and Sm/Nd fractionation modeling), is available online at www.geosociety.org/pubs/ft2012.htm, or on request from editing@geosociety.org or Documents Secretary, GSA, P.O. Box 9140, Boulder, CO 80301, USA.

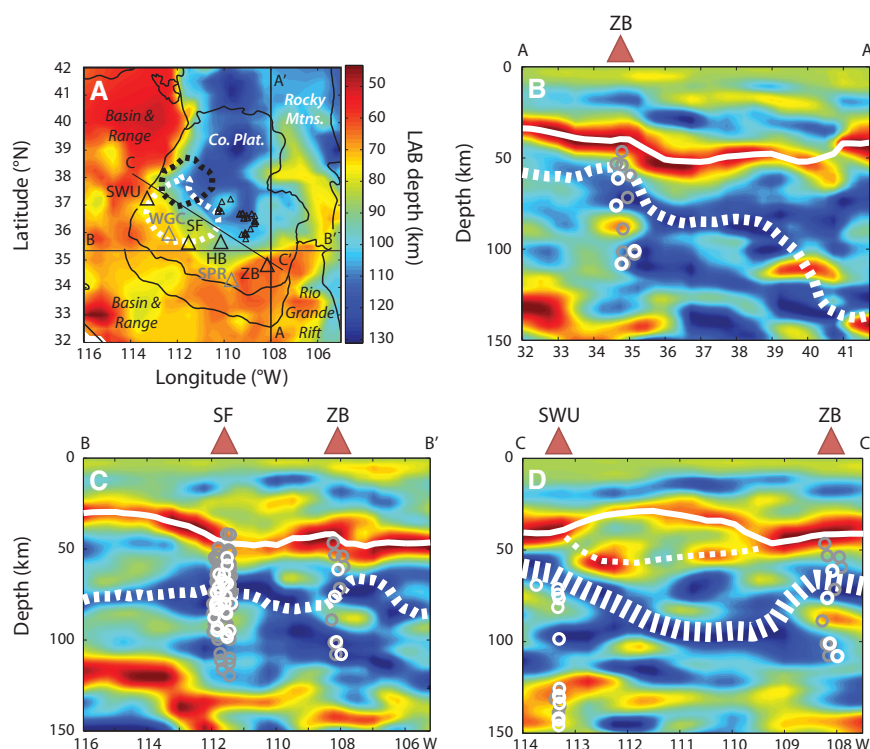


Figure 2. Relationship of Colorado Plateau (CP) volcanic fields to upper mantle structure obtained using seismic data. **A:** Average lithosphere-asthenosphere boundary (LAB) depth determined from USArray Ps and Sp receiver functions and Rayleigh wave tomography (modified after Levander et al., 2011). Regions of lower crustal delamination and crustal thinning (white dashed line) and mantle downwelling at 200 km depth (black dashed line) are those identified by Levander et al. (2011). Black triangles show locations of volcanic fields for which new Hf isotope data are presented here: SWU—southwest Utah; SF—San Francisco volcanic field; HB—Hopi Buttes; ZB—Zuni Bandera; unlabeled small triangles—Navajo. Gray triangles indicate other young volcanic field locations: WGC—western Grand Canyon; SPR—Springerville. **B–D:** P_s common conversion point stacking of cross sections through the CP at locations shown in A. Color scale represents P to S converted signals (positive values are red). Solid and thick dashed white lines represent surfaces picked for the Moho and LAB, respectively. Thin dashed line in D shows location of a possible crustal delamination (Levander et al., 2011). Circles are melt equilibration pressures as in Figure 1, except that gray circles represent lower-confidence results (Sc contents are ≤ 25 ppm, or data are lacking).

and Humphreys, 2010; Levander et al., 2011) (Figs. 2A and 2D).

Within ~100–200 km of the Basin and Range province, the CP is encircled by a nearly continuous band of seismically slow mantle at 100 km depth. At 80 km (Levander et al., 2011), the overall low-velocity zone and low-velocity minima within it broaden; by 50 km depth (Fig. DR2), the seismic anomaly is considerably diminished. This could be evidence of asthenospheric upwelling associated with edge-driven convection or cascading delamination events (van Wijk et al., 2010; Levander et al., 2011). All of the volcanic centers are somewhat to distinctly interior to the margins of the CP, and at the edge or interior to the low-velocity ring at 100 km depth. Low-velocity S-wave anomalies in the mantle are absent under the mid-Tertiary Navajo volcanic field. Parts of the encircling low-velocity anomaly have high V_p/V_s , characteristic of low-volume partial melts (Schmandt and Humphreys, 2010).

MANTLE HETEROGENEITY AND ITS IMPLICATIONS FOR COLORADO PLATEAU MELT GENESIS

Seventy-nine new Hf and 42 new or replicate Nd isotope analyses considerably expand the known isotopic range for CP-related volcanism (Carlson and Nowell, 2001, and references therein) (Table DR1). The volcanic areas that are the foci of these new data span the entire compositional, temporal, and much of the geographical range of mafic lavas associated with the CP (Fig. 2; Item DR3 in the Data Repository). Those proximal to the margins of the CP are mostly weakly alkaline to subalkaline in composition with rare basanites, except for Hopi Buttes lavas, which are dominantly basanites and nephelinites. Mafic rocks from the Navajo volcanic field at the CP center are moderately to strongly silica-undersaturated.

Isotopic characteristics for CP mantle straddle the oceanic mantle array or, at lower ϵ_{Nd} , lie above it (deviations from the mantle array

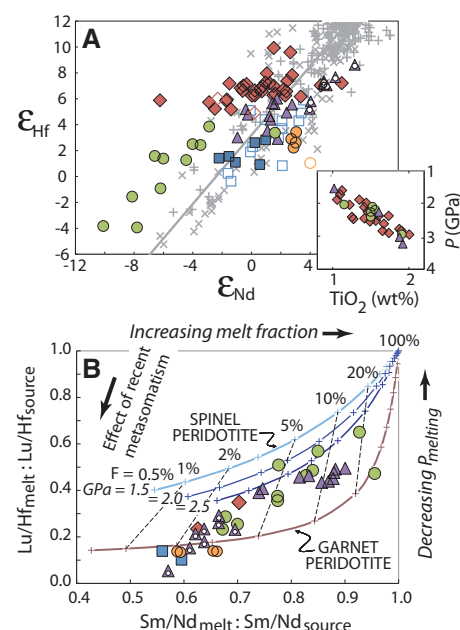


Figure 3. Selected isotopic and chemical characteristics of Colorado Plateau (CP) lavas. Symbols as in Figure 1, with the addition of the following: orange circles—Hopi Buttes (versus green for southwest Utah); squares—Navajo; open symbols—previously published CP data (Item DR2 in the GSA Data Repository [see footnote 1]). Alkaline Zuni Bandera samples distinguished by small circles within triangles. **A:** ϵ_{Hf} versus ϵ_{Nd} . Crosses—mid-oceanic-ridge basalt; x—ocean island basalts; line—oceanic mantle array (Vervoort et al., 1999). Inset shows pronounced decrease in primary TiO_2 contents of mafic CP melts with decreasing pressure. **B:** Fractionation of pairs of elements (Lu/Hf and Sm/Nd) between melt (measured) and source (estimated). Ratios for source depend on time-integrated age of source (taken to be 1.7 Ga), initial isotopic ratios (taken to be $\epsilon_{Hf}(0) = +8$ and $\epsilon_{Nd}(0) = +4.5$), and measured isotopic ratios. Source ages ≤ 1.4 Ga produce some unacceptably large Sm/Nd fractionation factors (>1). Reference curves show fractionation anticipated for melting in the spinel (1.5–2.5 GPa; blue curves) and garnet (brown curve) peridotite stability fields; tick marks show melt fractions. General effects of recent metasomatic processes shown. See Item DR4 for additional details.

in ϵ_{Hf} range from -6 to $+11$). Each volcanic field defines a discrete range of isotopic characteristics (Fig. 3A). Notably, Hf isotope signatures for the San Francisco field vary only slightly over a comparatively wide range of >7 ϵ_{Nd} units. Data for alkaline lavas from the Zuni Bandera field are displaced from but otherwise parallel the mantle array, whereas data for tholeiitic lavas trend across it. Results for southwestern Utah lie uniformly above the mantle array. Collectively, Hf isotope data support evidence from Nd isotopes that melts are isotopically enriched relative to most oceanic basalts

and sourced in heterogeneously depleted to enriched mantle.

Isotopic compositions of CP lavas that lie close to the mantle array could reflect derivation from sources depleted by melt extraction and subsequently sequestered from the convecting mantle as Paleoproterozoic-aged lithosphere. For the other lavas, enrichment processes in the mantle are required (it is shown elsewhere that crustal contamination cannot account for most of the heterogeneity observed; e.g., Carlson and Nowell, 2001, and references therein). Besides lherzolites and harzburgites, xenoliths of mantle origin include olivine-poor lithologies such as pyroxenites, eclogites, and garnetites (e.g., Porreca et al., 2006, and references therein). Near-horizontal arrays for the San Francisco field and, to a more subdued degree, the Zuni Bandera field are evocative of mantle enrichment by mixing with pelagic \pm terrigenous sediments (e.g., Vervoort et al., 1999). Sediments could hypothetically have accumulated along with other slab-related lithologies (e.g., eclogite) at or near the base of the continental lithosphere during shallow Farallon plate subduction (e.g., Usui et al., 2006). The range in coupled Hf-Nd isotope characteristics of CP lavas could alternatively reflect aging of melt-metasomatized mantle since the Proterozoic.

Ratios between Zn and Fe provide a promising means of identifying whether olivine-poor lithologies, including sediments, are responsible for mantle melts (Le Roux et al., 2010). Zn/Fe ratios of $13\text{--}22 \times 10^4$ for the Hopi Buttes and Navajo volcanic fields are permissive of significant contributions from olivine-poor sources, including sediments (Zn/Fe often $>20 \times 10^4$; Plank and Langmuir, 1998). Mantle array-like Hf-Nd isotope characteristics of these lavas are, however, probably better explained by melting pyroxenites and/or eclogites with high modal abundances of garnet and clinopyroxene (see also Alibert et al., 1986; Carlson and Nowell, 2001). Magnesian lavas (>8 wt% MgO) from the other three volcanic fields are characterized by a restricted range in Zn/Fe (average $10.9\text{--}11.3 \times 10^4$; $1\sigma < 1 \times 10^4$ in all cases) that is consistent with melting of homogeneous mantle composed dominantly of peridotite (LeRoux et al., 2010). Hafnium and Nd isotope heterogeneity of these lavas may, therefore, reflect sources characterized by cryptic metasomatism rather than larger-scale lithological heterogeneity. In further support of this premise, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ values <18.5 and as low as 17 characterize samples with Hf isotope signatures that are putatively sediment-influenced (data of Alibert et al., 1986; Reid and Ramos, 1996), whereas values >18.5 would be expected if Cordilleran and other sediments had been incorporated into their sources (Plank and Langmuir, 1998; Usui et al., 2006). We conclude that sediments subducted into the

mantle during the Laramide either foundered along with the rest of the Farallon plate or do not contribute significantly to CP lavas.

Genesis of at least three of the CP volcanic fields by melting of peridotite allows use of Si- and Mg-thermobarometry to obtain melting pressure-temperature (P - T) conditions, if oxygen fugacity and water contents in the source can be delimited. We infer $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$ for CP lavas similar to that for mid-oceanic-ridge basalt (MORB) sources (i.e., ~ 0.1) based on V/Sc ratios that cluster around 7 and 8 in relatively unfractionated San Francisco and Zuni Bandera lavas (Sc contents >25 ppm; Lee et al., 2005). Magmatic water contents are taken to be 0.5 wt% based on evidence that water contents in CP mantle olivine overlap the range estimated for olivine in MORB sources (Li et al., 2008). Using these constraints, pressure estimates (Lee et al., 2009) obtained from the chemical compositions of primary mafic lavas show that CP-related melts may have last equilibrated near to well below the seismologically defined LAB (Figs. 2B–2D). Estimated average mantle potential temperatures of $>1465^\circ\text{C}$ for the more deeply derived basalts could be in excess of ambient upper-mantle potential temperature (e.g., Putirka, 2008a), unless water contents are an order of magnitude greater than our estimate, in which case most T and P would be $\sim 50\text{--}60^\circ\text{C}$ and <0.15 GPa lower, respectively.

Absolute incompatible element abundances covary with melt equilibration pressure, as illustrated by a greater-than-twofold decrease in TiO_2 contents with decreasing pressure (Fig. 3A), and this could reflect dilution of these elements at shallower depths by greater degrees of melting. Melt fractions estimated from P - T conditions using the model of Katz et al. (2003) could also imply increasingly larger melt fractions at shallower depths (Fig. 1). If, as expected, melt H_2O follows a trend similar to that of TiO_2 , even greater differences in melt fraction over the depth interval of melt extraction would be involved (and lesser difference is implied if the geobarometer formulation of Putirka, 2008b, applies).

To further investigate melting conditions, variations in magmatic ratios of Lu/Hf and Sm/Nd against time-integrated ratios for the sources as defined by the Hf and Nd isotope characteristics of the lavas were modeled. Melt-source fractionations of these ratios are sensitive to the presence or absence of residual garnet as well as to variations in the degree of partial melting. Lu/Hf and Sm/Nd fractionation factors for some lavas (e.g., Navajo and alkaline Zuni Bandera lavas) lie on or close to garnetiferous melting curves (Fig. 3B) and, therefore, can be explained by melting of such sources. Fractionation factors for the other volcanic fields extend to values above the garnet peridotite melting

curve and thus require contributions from melting of peridotite at depths shallower than the garnet-spinel transition (~ 75 km), as expected from melt barometry. Changes in the relative magnitudes of fractionation factors also provide evidence that more shallowly derived melts are characterized by larger melt fractions. Recent metasomatic contributions from depleted mantle melts and their minerals would tend to dampen the range in apparent depths of melt extraction (Fig. 3B) but might not constitute more than 15% of melt sources (Fig. DR3).

MELT GENESIS ASSOCIATED WITH THE COLORADO PLATEAU

For the strongly alkaline Hopi Buttes and Navajo lavas, new constraints from Zn/Fe and coupled Lu/Hf and Sm/Nd fractionation, as well as V/Sc ratios of 11–18, support models for their generation as small-degree melts of metasomatized garnet-bearing mantle under reducing conditions. Considered together with LAB depths (Fig. 2), melt extraction probably occurred at ≥ 90 km, potentially by localized thinning and/or reheating of the lithosphere in response to removal of the Farallon slab and/or lithospheric delamination (Fig. 4). For the remaining volcanic fields, chemical and temperature signatures imply that mantle domains are undergoing decompression melting and are hybrids of Proterozoic-aged mantle and more deeply derived components. The volcanic fields are proximal to zones where hotter Basin and Range asthenosphere is juxtaposed against cooler CP lithosphere in a step-like fashion. Transition zone lithosphere hence may be locally remobilized by conductive warming, lateral melt invasion of the CP lithosphere, edge-driven convection, and/or delamination (Fig. 4) (Roy et al., 2009; van Wijk et al., 2010;

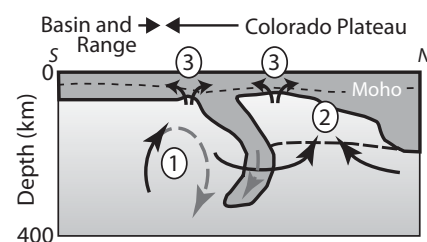


Figure 4. Composite cartoon of possible mantle dynamics associated with the Colorado Plateau. Upwelling zones indicated by black lines; downwelling zones indicated by gray dashed lines. Numbers signify potential zones of mantle upwelling associated with (1) small-scale convection and resulting lithospheric drip (van Wijk et al., 2010), (2) mantle downwelling/delamination and replacement of lithosphere by sublithospheric mantle (simplified after Levander et al., 2011), and (3) localized zones of lithospheric thinning resulting from extension associated with drips/delamination (after Gogus and Pysklywec, 2008; J. Van Wijk, 2011, personal commun.).

Levander et al., 2011). Downwelling drips or delaminations, if highly metasomatized, could undergo compression melting (Elkins-Tanton, 2007), in which case melt fractions should increase with increasing pressure. This is not what is observed. Decompression melting could occur in mantle upwelling in tandem with drips or delaminated lithosphere (Fig. 4), but sourcing of melts mainly in chemically depleted asthenosphere is also not observed. Rather, the thermally reactivated Proterozoic chemical boundary layer melts as it becomes entrained in upwelling asthenosphere, and/or melting occurs where localized lithospheric thinning and extension (Gogus and Pysklywec, 2008) accompany foundering of the lithosphere. Accurate knowledge of melt water contents should better illuminate the relationship between these scenarios and apparently high magma temperatures.

ACKNOWLEDGMENTS

Reid and Blichert-Toft gratefully acknowledge the support of, respectively, National Science Foundation (NSF) grants EAR-0810274 and EAR-1109826, and the French Institut National des Sciences de l'Univers. NSF EarthScope grants EAR-0844741 and EAR-0844760 to Miller and Levander also supported this work. Seismic data were supplied by the IRIS DMC. We thank Keith Putirka and an anonymous reviewer for helpful comments.

REFERENCES CITED

- Alibert, C., Michard, A., and Albarède, F., 1986, Isotope and trace element geochemistry of Colorado Plateau volcanics: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 2735–2750, doi:10.1016/0016-7037(86)90223-1.
- Asmerom, Y., 1999, Th-U fractionation and mantle structure: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 166, p. 163–175, doi:10.1016/S0012-821X(99)00008-4.
- Carlson, R.W., and Nowell, G.M., 2001, Olivine-poor sources for mantle-derived magmas: Os and Hf isotopic evidence from potassic magmas of the Colorado Plateau: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 2, 1034, doi:10.1029/2000GC000128.
- Elkins-Tanton, L.T., 2007, Continental magmatism, volatile recycling, and a heterogeneous mantle caused by lithospheric gravitational instabilities: *Journal of Geophysical Research*, v. 112, B03405, doi:10.1029/2005JB004072.
- Gogus, O., and Pysklywec, R., 2008, Near-surface diagnostics of dripping and delaminating lithosphere: *Journal of Geophysical Research*, v. 113, B11404, doi:10.1029/2007JB005123.
- Humphreys, E.D., Hessler, E., Dueker, K., Farmer, G.L., Erslev, E., and Atwater, T., 2003, How Laramide-age hydration of North American lithosphere by the Farallon slab controlled subsequent activity in the western United States: *International Geology Review*, v. 45, p. 575–595, doi:10.2747/0020-6814.45.7.575.
- Katz, R.F., Spiegelman, M., and Langmuir, C.H., 2003, A new parameterization of hydrous mantle melting: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 4, 1073, doi:10.1029/2002GC000433.
- Lee, C.-T.A., Leeman, W.P., Canil, D., and Li, Z.-X.A., 2005, Similar V/Sc systematics in MORB and arc basalts: Implications for the oxygen fugacities of their mantle source regions: *Journal of Petrology*, v. 46, p. 2313–2336, doi:10.1093/petrology/egi056.
- Lee, C.-T.A., Luffi, P., Plank, T., Dalton, H., and Leeman, W.P., 2009, Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 279, p. 20–33, doi:10.1016/j.epsl.2008.12.020.
- Le Roux, V., Lee, C.-T.A., and Turner, S.J., 2010, Zn/Fe systematics in mafic and ultramafic systems: Implications for detecting major element heterogeneities in the Earth's mantle: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 74, p. 2779–2796, doi:10.1016/j.gca.2010.02.004.
- Levander, A., Schmandt, B., Miller, M.S., Liu, K., Karlstrom, K.E., Crow, R.S., Lee, C.-T.A., and Humphreys, E.D., 2011, Continuing Colorado plateau uplift by delamination-style convective lithospheric downwelling: *Nature*, v. 472, p. 461–465, doi:10.1038/nature10001.
- Li, Z.-X.A., Lee, C.-T.A., Peslier, A.H., Lenardic, A., and Mackwell, S.J., 2008, Water contents in mantle xenoliths from the Colorado Plateau and vicinity: Implications for the mantle rheology and hydration-induced thinning of continental lithosphere: *Journal of Geophysical Research*, v. 113, B09210, doi:10.1029/2007JB005540.
- Plank, T., and Langmuir, C.H., 1998, The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle: *Chemical Geology*, v. 145, p. 325–394, doi:10.1016/S0009-2541(97)00150-2.
- Porreca, C., Selverstone, J., and Samuels, K., 2006, Pyroxenite xenoliths from the Rio Puerco volcanic field, New Mexico: Melt metasomatism at the margin of the Rio Grande rift: *Geosphere*, v. 2, p. 333–351, doi:10.1130/GES00058.1.
- Putirka, K., 2008a, Excess temperatures at ocean islands: Implications for mantle layering and convection: *Geology*, v. 36, p. 283–286, doi:10.1130/G24615A.1.
- Putirka, K.D., 2008b, Thermometers and barometers for volcanic systems: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 69, p. 61–120, doi:10.2138/rmg.2008.69.3.
- Reid, M.R., and Ramos, F.C., 1996, Chemical dynamics of enriched mantle in the southwestern United States: Thorium isotope evidence: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 138, p. 67–81, doi:10.1016/0012-821X(95)00234-4.
- Roy, M., Jordan, T.H., and Pederson, J., 2009, Colorado Plateau magmatism and uplift by warming of heterogeneous lithosphere: *Nature*, v. 459, p. 978–982, doi:10.1038/nature08052.
- Schmandt, B., and Humphreys, E., 2010, Complex subduction and small-scale convection revealed by body-wave tomography of the western United States upper mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 297, p. 435–445, doi:10.1016/j.epsl.2010.06.047.
- Usui, T., Nakamura, E., and Helmstaedt, H., 2006, Petrology and geochemistry of eclogite xenoliths from the Colorado Plateau: Implications for the evolution of subducted oceanic crust: *Journal of Petrology*, v. 47, p. 929–964, doi:10.1093/petrology/egi101.
- van Wijk, J.W., Baldrige, W.S., van Hunen, J., Goes, S., Aster, R., Coblentz, D.D., Grand, S.P., and Ni, J., 2010, Small-scale convection at the edge of the Colorado Plateau: Implications for topography, magmatism, and evolution of Proterozoic lithosphere: *Geology*, v. 38, p. 611–614, doi:10.1130/G31031.1.
- Vervoort, J.D., Patchett, P.J., Blichert-Toft, J., and Albarède, F., 1999, Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 168, p. 79–99, doi:10.1016/S0012-821X(99)00047-3.
- West, M., Ni, J., Baldrige, W.S., Wilson, D., Aster, R., Gao, W., and Grand, S., 2004, Crust and upper mantle shear wave structure of the southwest United States: Implications for rifting and support for high elevation: *Journal of Geophysical Research*, v. 109, B03309, doi:10.1029/2003JB002575.

Manuscript received 6 July 2011

Revised manuscript received 23 November 2011

Manuscript accepted 30 November 2011

Printed in USA

DATA REPOSITORY ITEM 2012120**Melting under the Colorado Plateau, USA****Mary R. Reid**

*School of Earth Sciences and Environmental Sustainability, Northern Arizona University,
Flagstaff, AZ 86011-4099, USA*

Romain A. Bouchet, Janne Blichert-Toft

*Université de Lyon, CNRS, UMR 5276, Laboratoire de Géologie de Lyon, Ecole Normale
Supérieure de Lyon, 46 Allée d'Italie, 69364 Lyon Cedex 07, France*

Alan Levander, Kaijian Liu

Department of Earth Science, Rice University, 6100 Main St., Houston, TX 77005, USA

Meghan S. Miller

*Department of Earth Sciences, University of Southern California, Los Angeles, CA 90089,
USA*

Frank C. Ramos

*Department of Geological Sciences, New Mexico State University, Las Cruces, New Mexico,
88003, USA*

Contents:

- Item DR1. Supplementary seismological figures
- Item DR2. Hafnium and Nd isotope data for Colorado Plateau-related volcanic rocks
- Item DR3. Sources of major and trace element analyses of Colorado Plateau lavas
- Item DR4. Background on Lu/Hf and Sm/Nd fractionation modeling, including effects of open system processes in the mantle source

ITEM DR1. SUPPLEMENTARY SEISMOLOGICAL FIGURES

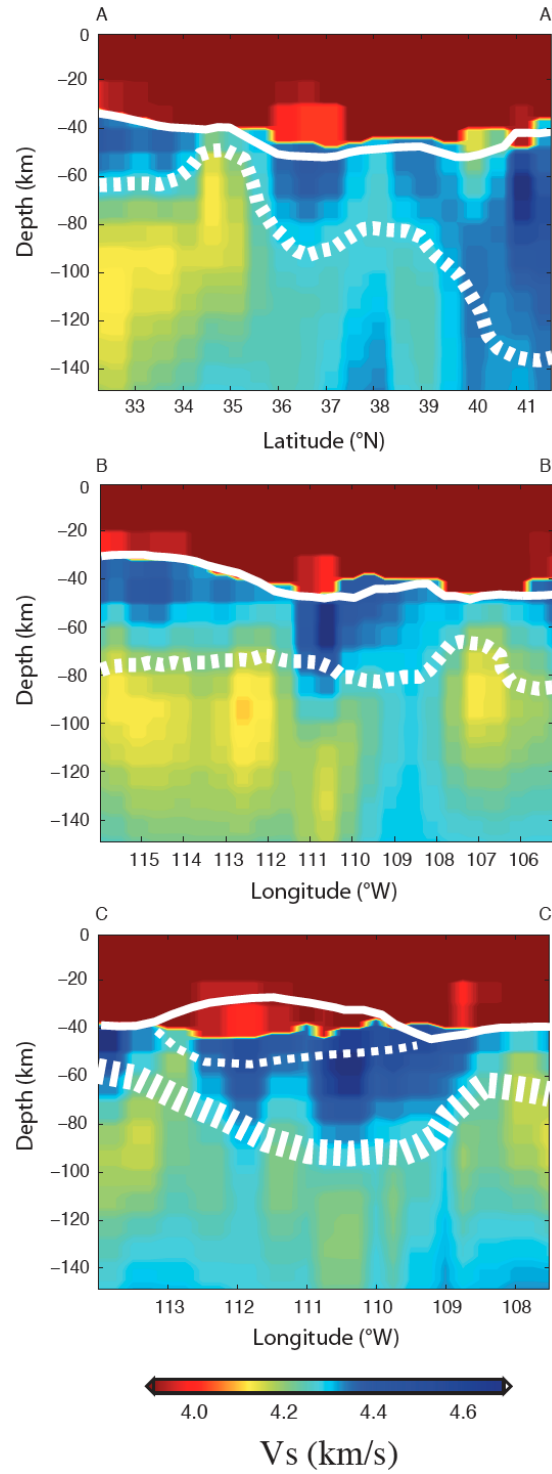


Figure DR1: Rayleigh wave V_s result (Liu et al., 2011) for cross-sections through the Colorado Plateau at locations shown in Figure 2 in paper; white lines as in that figure. The color scale represents the absolute value of V_s .

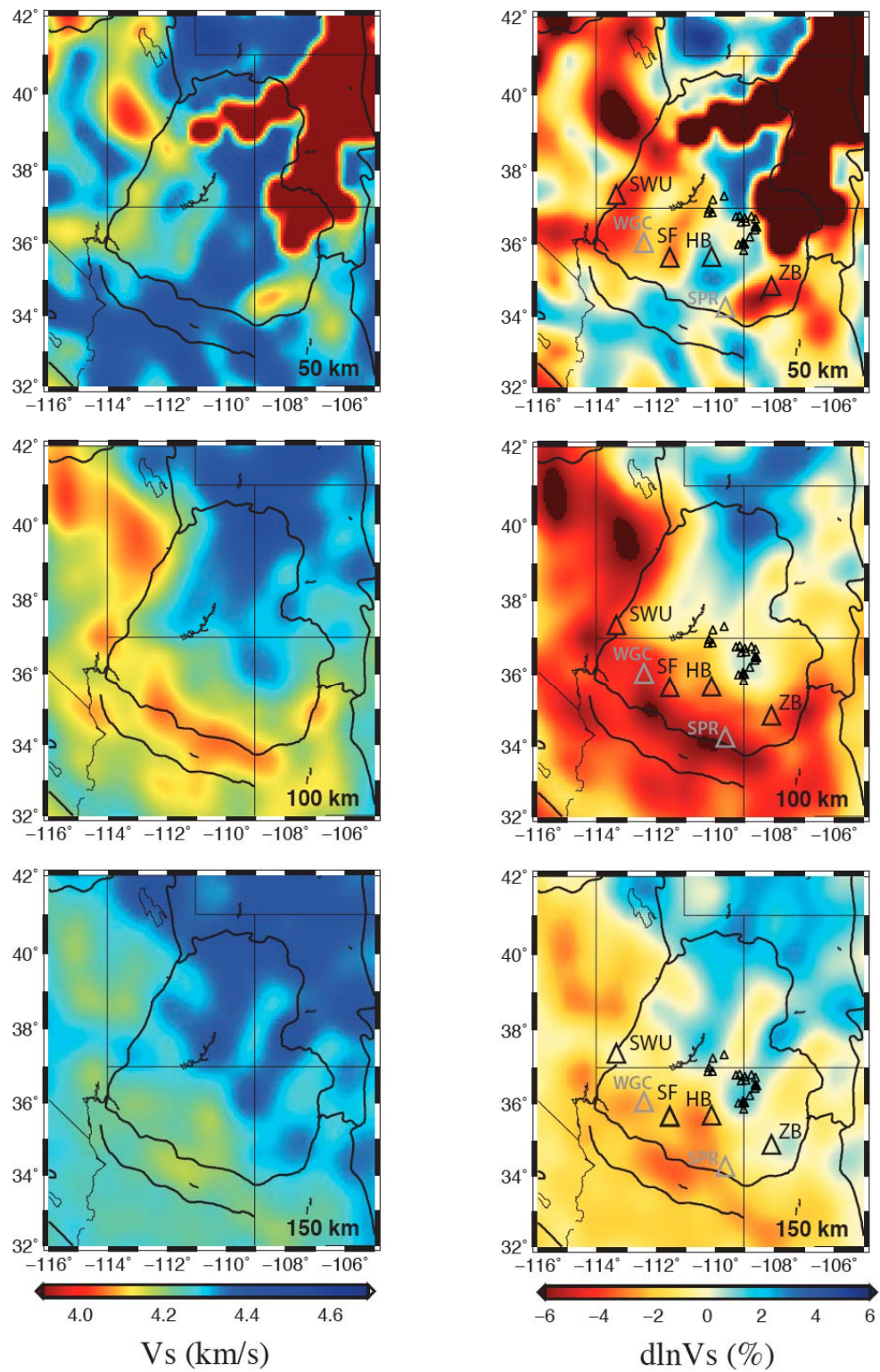


Figure DR2: Results of shear-wave tomography for 50 km depth intervals beneath the Colorado Plateau. Left hand figures show V_s ; right hand figure shows $d\ln V_s$. Locations of volcanic fields shown in right hand figures.

ITEM DR2. SUMMARY OF Hf AND Nd ISOTOPE DATA FOR COLORADO PLATEAU LAVAS

Analytical Methods

Samples in addition to our own were obtained from Phil Kyle and Nelia Dunbar (Zuni Bandera Volcanic Field), Francis Albarède (Navajo Volcanic Field), David Moecher and Julie Floyd (San Francisco Volcanic Field), and Jim Hooten via Jorge Vazquez (Hopi Buttes). For those that were not already powdered, centimeter-sized samples were wrapped in plastic film and crushed using a hammer. Millimeter-sized pieces were then mixed to assure the homogeneity of the sampling, and powdered using an agate mortar and ethanol.

Hafnium and Nd isotopic compositions of powders were measured at the Ecole Normale Supérieure in Lyon using an integrated ion chromatographic separation protocol and MC-ICP-MS (a Nu Plasma HR). Hafnium and Nd isotopes were obtained from the same HF-HNO₃ sample attacks to eliminate artifacts from potential sample heterogeneity. For low-MgO samples (MgO < 10%), Hf was first leached out from the previously attacked samples using concentrated HF and then taken through a two-column purification scheme according to Blichert-Toft et al. (1997). The Ca-Mg fluoride precipitate left behind after the HF-Hf leaching procedure was redissolved in 2.5 M HCl and taken through a cation-exchange column to recover the REE-bearing fraction, which was then taken through an HDEHP column to separate Nd from the other REEs. For high-MgO samples (MgO > 10%), the HF leaching step was bypassed in order to maintain high Hf yields. Hafnium- and REE-containing fractions were instead separated on a cation-exchange column (Blichert-Toft, 2001) with subsequent Hf purification following the same column procedure as applied to the low-MgO samples, and Nd again separated from the other REEs on an HDEHP column (Blichert-Toft et al., 2005).

Both Hf and Nd were analyzed for their isotopic compositions on the Nu Plasma HR coupled with a desolvating DSN-100 nebulizer. Groups of two to four analyses of unknowns were bracketed by analyses of the JMC-475 Hf and “Rennes” in-house Nd (courtesy C. Chauvel) isotope standards and normalized for mass fractionation relative to, respectively, $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.7325$ and $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ using an exponential law. The JMC-475 Hf standard averaged 0.282160 ± 0.000010 (2s; n = 96) during the five Hf analytical sessions from June to November 2009, while the “Rennes” in-house Nd standard gave 0.511961 ± 0.000013 (2s; n = 40; see Chauvel and Blichert-Toft, 2001) during the three Nd analytical sessions between June and December 2010. The total procedural Hf and Nd blanks were less than 20 pg each.

Table DR1. Hf and Nd isotope data for Colorado Plateau volcanic rocks

Sample Number ^a	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf ^b	±2σ	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _c	±2σ	εHf ^d	εNd ^d	ΔεHf ^d	ΔεHf ^d
<i>San Francisco Volcanic Field</i>							(oceanic mantle)	(terrestrial array)
R08SFVF01	0.282960	3	0.51265		6.65	0.23	3.14	3.33
SP Crater	0.282949	3	0.51265		6.26	0.23	2.75	2.94
R08SFVF03	0.282949	3	0.512756	5	6.25	2.30	-0.01	0.12
R08SFVF04	0.282971	3	0.51288		7.04	4.72	-2.44	-2.38
Merrium Cr. 2nd flow	0.282946	4	0.51281		6.17	3.36	-1.49	-1.40
R08SFVF05	0.282958	3	0.512674	6	6.58	0.70	2.44	2.62
Bonito	0.282962	3	0.51275		6.73	2.18	0.63	0.76
Maroon	0.282920	4	0.51251		5.23	-2.50	5.35	5.62
Strawberry	0.282948	4	0.51264		6.24	0.04	2.99	3.19
FR-SFVF2	0.282934	3	0.51249		5.73	-2.89	6.37	6.66
FR-SFVF3	0.282965	3	0.51267		6.83	0.62	2.80	2.98
FR-SFVF5	0.282965	5	0.51260		6.84	-0.74	4.62	4.84
FR-SFVF6	0.282994	3	0.51278		7.83	2.77	0.95	1.07
SC4	0.282970	4	0.512609	6	7.01	-0.56	4.55	4.77
SFVF003	0.282977	3	0.512687	6	7.25	0.95	2.79	2.96
SFVF004	0.283043	3	0.512774	6	9.59	2.65	2.87	2.99
SFVF05a	0.282974	3	0.512621	8	7.14	-0.34	4.39	4.60
SFVF05b	0.282970	3	0.512716	5	7.00	1.52	1.79	1.94
SFVF006	0.282969	4	0.512679	5	6.96	0.79	2.70	2.88
SFVF007	0.283053	3	0.512716	6	9.93	1.52	4.71	4.86
SFVF008	0.282975	3	0.512700	7	7.19	1.22	2.37	2.53
SFVF010	0.282938	4	0.512549	5	5.85	-1.73	4.95	5.20
SFVF011	0.282940	4	0.512552	5	5.95	-1.68	4.98	5.23
SFVF012	0.282938	3	0.512318	6	5.88	-6.24	10.98	11.37
SFVF013	0.282975	6	0.512561	10	7.19	-1.50	5.99	6.23
SFVF014	0.282919	4	0.512567	5	5.18	-1.39	3.84	4.08
SFVF016	0.282997	4	0.512692	9	7.96	1.05	3.37	3.54
SFVF017	0.282959	3	0.512607	4	6.62	-0.60	4.22	4.44
SFVF19a	0.282955	8			6.46			
SFVF19b	0.282976	10	0.512953	71	7.21	6.15	-4.17	-4.16
SFVF19c	0.282958	4	0.512760	5	6.57	2.37	0.22	0.35
SFVF19d	0.282952	3	0.512721	22	6.38	1.62	1.03	1.18
SFVF020	0.282950	4	0.512715	4	6.29	1.51	1.08	1.24
SFVF021	0.282981	5	0.512763	6	7.37	2.44	0.93	1.05
<i>Zuni-Bandera Volcanic Field</i>								
<i>alkali basalts</i>								
QB802	0.282989	4	0.512931	6	7.67	5.72	-3.13	-3.10
QBB301	0.282974	3	0.512890		7.14	4.92	-2.59	-2.54
QBB901a	0.282975	4	0.512892	5	7.18	4.96	-2.62	-2.57
QBO607	0.283016	3	0.512999	5	8.63	7.04	-3.93	-3.95
QBP601	0.282936	4	0.512845		5.80	4.04	-2.77	-2.69
QBP602	0.282920	3	0.512841		5.23	3.96	-3.23	-3.15
QV805	0.282971	3	0.512901		7.04	5.13	-2.99	-2.94
QVT301	0.282980	4	0.512891		7.36	4.94	-2.41	-2.36
<i>tholeiitic basalts</i>								
El Caulderon	0.282912	3	0.512761	5	4.94	2.40	-1.45	-1.32
North Plains	0.282854	4	0.512730	5	2.90	1.78	-2.67	-2.53

QB203	0.282899	4	<i>0.512913</i>		4.49	5.36	-5.84	-5.80
QBJ402	0.282896	4	<i>0.512705</i>	4	4.39	1.30	-0.54	-0.38
QBM502	0.282907	4	<i>0.512625</i>		4.77	-0.25	1.91	2.12
QBM801	0.282857	4	<i>0.512589</i>		3.02	-0.96	1.09	1.32
QBM803	0.282872	5	<i>0.512694</i>		3.54	1.09	-1.12	-0.95
QBT302	0.282904	4	<i>0.512701</i>		4.67	1.23	-0.17	0.00
QBW201	0.282932	4	<i>0.512711</i>		5.66	1.42	0.56	0.72
QBW203	0.282930	3	<i>0.512719</i>		5.59	1.58	0.29	0.44
QV101	0.282919	4	<i>0.512618</i>		5.20	-0.39	2.52	2.73
QV906	0.282929	4	<i>0.512780</i>	6	5.55	2.76	-1.32	-1.21
NM046	0.282942	4	<i>0.512727</i>	7	6.01	1.74	0.50	0.65

Southwestern Utah

89UT01	0.282843	3	<i>0.512432</i>	6	2.50	-4.02	4.65	4.97
	0.282843	6			2.50		4.65	4.97
89UT02	0.282881	3	<i>0.51249</i>		3.86	-2.89	4.50	4.78
89UT03	0.282868	3	<i>0.51272</i>		3.38	1.60	-1.95	-1.79
	0.282870	3			3.46		-1.87	-1.72
89UT04	0.282808	4	<i>0.512410</i>	6	1.27	-4.45	3.99	4.33
	0.282814	1			1.47		4.19	4.52
89UT05	0.282664	3			-3.82	-		
			<i>0.51212</i>			10.10	6.42	6.92
89UT06	0.282841	4	<i>0.51246</i>		2.43	-3.47	3.85	4.16
89UT07a	0.282817	3	<i>0.51230</i>		1.59	-6.59	7.16	7.55
89UT08	0.282811	5	<i>0.51233</i>		1.38	-6.01	6.17	6.55
89UT11	0.282746	3	<i>0.51232</i>		-0.92	-6.20	4.13	4.52
93UT15	0.282661	3	<i>0.512238</i>	7	-3.93	-7.80	3.25	3.68
			<i>0.512225</i>	7		-8.06	3.59	4.03
93UT16	0.282728	3	<i>0.512221</i>	6	-1.55	-8.13	6.07	6.51

Hopi Buttes

ARJH10	0.282854	4	<i>0.512777</i>		2.90	2.71	-3.91	-3.79
OSJH2	0.282869	3	<i>0.512794</i>		3.43	3.04	-3.82	-3.71
FBJH3	0.282846	3	<i>0.512793</i>	5	2.62	3.01	-4.59	-4.48
ABJH2	0.282835	4	<i>0.512785</i>	8	2.23	2.87	-4.78	-4.67

Navajo Volcanic Field

ShipRock	0.282803	3	<i>0.512582</i>	4	1.10	-1.10	-0.64	-0.41
Agathla	0.282852	3	<i>0.512687</i>	9	2.83	0.96	-1.65	-1.48
Cerros	0.282798	3	<i>0.512667</i>	4	0.92	0.56	-3.03	-2.85
Kayenta	0.282846	4	<i>0.512650</i>	4	2.62	0.23	-0.88	-0.69
NavajoWest	0.282812	3	<i>0.512524</i>	5	1.41	-2.22	1.16	1.43
NavajoEast	0.282816	4	<i>0.512559</i>	5	1.56	-1.54	0.40	0.65

^a Sources for additional information on these samples are: Alibert et al. (1986); Menzies et al. (1991); Reid and Ramos (1996); Beard and Johnson (1997); Ramos (2000); Peters et al., 2008. Samples SFVF003-SFVF021 are from Dave Moecher and Julie Floyd, University of Kentucky. Other new samples here are: R08SFVF01 (SP Crater); R08SFVF02 (O'Neill Crater); R08SFVF04 (Sproul); R08SFVF05 (Kana-a flow, Sunset Crater).

^b All Hf isotope data are new; values for two Navajo Volcanic Field samples are similar to those of Beard and Johnson (1997).

^c New Nd isotope data shown in normal font. Data produced in other studies are shown in italics. Nd isotope data for SP Crater and Sproul from Ramos, 2000.

^d Epsilon Hf and epsilon Nd calculated using bulk earth values of 0.282772 (Blichert-Toft and Albarède, 1997) and 0.512638 for ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, respectively. $\Delta\epsilon_{\text{Hf}}$ (as defined by Johnson and Beard, 1993) quantifies the divergence of a sample's ϵ_{Hf} at a given ϵ_{Nd} from a reference global $\epsilon_{\text{Hf}} - \epsilon_{\text{Nd}}$ array and is calculated from the following equations (Vervoort et al., 1999):

- (1) oceanic mantle array: $\Delta\epsilon_{\text{Hf}} = \epsilon_{\text{Hf}} - (1.33 \cdot \epsilon_{\text{Nd}} + 3.2)$
- (2) terrestrial array: $\Delta\epsilon_{\text{Hf}} = \epsilon_{\text{Hf}} - (1.36 \cdot \epsilon_{\text{Nd}} + 3)$.

ITEM DR3. SOURCES OF MAJOR AND TRACE ELEMENT ANALYSES OF COLORADO PLATEAU LAVAS

Major and trace element and isotopic data for a variety of Colorado Plateau lavas are available through the Western North American Volcanic and Intrusive Rock Database (<http://www.navdat.org>). Additional analyses used for this study are those of Moore and Wolfe (1987), Newhall et al. (1987), Ulrich and Bailey (1987), Wolfe et al. (1987a, b), Arculus and Gust (1995), Hooten (1999), Ramos (2000), Peters et al. (2008), and new data presented in Table DR2.

Table DR2. Major and trace element analyses for lavas from southwestern Utah.
normalized to
100%

	89UT01	89UT02	89UT03	89UT04	89UT05	89UT06	89UT07	89UT08	89UT11	89UT15	89UT16
SiO ₂	50.46	46.66	44.53	50.68	60.47	49.44	50.40	51.17	50.73	55.28	50.17
TiO ₂	1.54	2.26	2.71	1.51	1.01	1.43	1.41	1.43	1.34	1.43	1.43
Al ₂ O ₃	15.50	13.47	11.70	14.36	15.42	16.63	16.47	16.50	17.28	17.20	15.68
FeO _T	11.59	11.29	12.54	10.17	5.83	11.46	10.40	9.42	9.48	8.02	10.98
MnO										0.13	0.17
MgO	7.97	10.35	12.41	9.27	4.03	7.32	7.55	7.20	6.58	4.58	8.18
CaO	8.91	10.74	10.92	9.31	5.61	9.82	9.54	9.49	10.08	6.94	9.09
Na ₂ O	3.14	3.17	2.98	3.19	4.45	3.28	3.34	3.45	3.37	3.83	3.10
K ₂ O	0.65	1.41	1.42	1.10	2.65	0.43	0.74	1.01	0.84	2.12	0.95
P ₂ O ₅	0.23	0.66	0.79	0.40	0.54	0.18	0.16	0.32	0.30	0.49	0.26

ITEM DR4. BACKGROUND ON Lu/Hf AND Sm/Nd FRACTIONATION MODELING, INCLUDING EFFECTS OF OPEN SYSTEM PROCESSES IN THE MANTLE SOURCE

DR4.1 Significance of Lu/Hf and Sm/Nd Fractionation Factors (α_{Hf} and α_{Nd} respectively)

Garnet can significantly fractionate the rare earth elements from each other and also from Hf. Lithosphere of the thickness of the Colorado Plateau (CP) spans depths where garnet should be stable to depths where garnet should be absent in normal mantle peridotite ($z > 75$ km). Thus, the magnitudes of Sm-Nd and Lu-Hf fractionation are expected to vary with melting depth. Reference curves for the effects of melting in the presence of garnet peridotite and spinel peridotite on derivative magmas are shown in Figure 4 in paper and Figure DR3. The alpha values represent the fractionation of the parent and daughter elements associated with the Lu-Hf and Sm-Nd decay schemes, respectively, i.e.,

$$\alpha_{Hf} = [F + D_{Hf}(1-F)]/[F + D_{Lu}(1-F)], \quad \alpha_{Nd} = [F + D_{Nd}(1-F)]/[F + D_{Sm}(1-F)].$$

Comparison of these two curves shows that the fractionation of Lu-Hf is strongly controlled by the presence or absence of garnet whereas Sm-Nd fractionation is more strongly influenced by the degree of partial melting. If, for example, CP melts were produced entirely in the stability field of spinel peridotite, the magnitude of trace element fractionation should lie along the curve for spinel peridotite, with their specific positions dictated by the extent of partial melting responsible for the melts.

The data presented here and previously (Alibert et al., 1986; Beard and Johnson, 1997) show that CP melts are being generated in reservoirs that are isotopically distinct from those that typify the asthenospheric upper mantle and, at least generally, also distinct from deeper-seated sources such as those responsible for ocean island basalts. Melting of the lithosphere may be responsible for the mafic CP lavas, an interpretation that is also in keeping with the pressures estimated for melt equilibration (Lee et al., 2009). Accordingly, the lavas may sample mantle domains that have been isolated from the convecting upper mantle since crustal stabilization 1.74 to 1.6 b.y. ago (Bennett and DePaolo, 1987). Combining this estimate for the storage time of the mantle lithosphere with the Hf and Nd isotope compositions measured in the lavas enables us to estimate time-integrated Lu/Hf and Sm/Nd ratios for the magma sources. The ratio between measured and time-integrated parent-daughter ratios is a potential measure of melting-induced trace element fractionation and can also be expressed using the alpha notation as follows:

$$\alpha_{Hf} = (Lu/Hf)_{measured}/(Lu/Hf)_{time-integrated}$$

and

$$\alpha_{Nd} = (Sm/Nd)_{measured}/(Sm/Nd)_{time-integrated}.$$

Figure 4 in the paper shows how the fractionation factors for CP lavas compare to those expected for melting in the presence of spinel and garnet peridotite. Time-integrated

Lu/Hf and Sm/Nd are estimated from the present-day $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ composition of the lavas, assuming initial ratios (0.281890 and 0.510603, respectively) that correspond to Paleoproterozoic depleted mantle at 1.75 Ga ($\epsilon_{\text{Hf}} = +8$ and $\epsilon_{\text{Nd}} = +4.5$). Based on the overall trend exhibited by the chemical and isotopic characteristics of the lavas, the more extreme Lu-Hf and Sm-Nd fractionations can be explained by small degrees of melting in the presence of garnet whereas less pronounced fractionations require contributions from larger degree melts from other sources.

DR4.2. Effect of Recent Open-System Modification of the Mantle on α_{Hf} - α_{Nd} Interpretations

Recent workers have suggested that mantle under areas of CP volcanism has been modified by intrusions of asthenosphere-derived magmas with depleted mantle isotopic and chemical signatures. To demonstrate how recent open-system behavior of the mantle might influence the results presented in Fig. 4 in the paper, trends defined by subtracting the chemical and isotopic signatures of asthenospheric melts and their mineral precipitates from intermediate and high α_{Hf} - α_{Nd} value melts were determined. Unmixing trends for three erupted lavas are shown in Figure DR3. The alpha-alpha characteristics are calculated from the resulting $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, and isotopic compositions as models for the mantle prior to modification. Calculated trends assume that the invasive melts are alkaline melts of depleted mantle such as those erupted at Zuni-Bandera, New Mexico. Comparable melts from Lunar Crater, Nevada, and Cima, California, yield similar effects. Numbers adjacent to the tic points or at the ends of the curves indicate the fraction of asthenospheric component subtracted (F_{asth}). In most cases, they are maximum values delimited by departures of the unmixing arrays from conditions permitted by spinel peridotite, garnet peridotite, eclogite, and garnet pyroxenite melting. Maximum F_{asth} for many is <15%.

Even though simplified, the unmixing curves in the Figure DR3 models provide insight into the possible range of open system effects. Curves with dual tic marks in Figure DR3 (solid orange lines) show how inferences about the conditions of mantle melting would change if the possible effects of hybridization of ambient mantle or its melts with bulk asthenospheric melts are subtracted. These trends were obtained by subtracting the isotopic and trace element influences of alkaline asthenospheric melts from the erupted melt (reversing the possible effects of mixing between melts of the asthenosphere and lithosphere) or from an ambient mantle responsible for the CP melts (reversing the effect of cryptic metasomatism of enriched lithospheric mantle by small degree melts of the asthenosphere). For the latter, melt derivation by 3-20% partial melting is assumed, as estimated from α_{Nd} for individual lavas (see Figure 4 in paper). Partition coefficients for estimating the chemistry of the ambient mantle source from lava composition are $D_{\text{Sm}} = 0.045$, $D_{\text{Nd}} = 0.023$, $D_{\text{Lu}} = 0.073$, and $D_{\text{Hf}} = 0.035$, assuming a source with 85% olivine + orthopyroxene, 12% clinopyroxene, and 3% spinel (partition coefficient data of Salters and Longhi, 1999). In detail, the partial melt fraction and specific partition coefficients depend on the extent of mantle metasomatism but this is a negligible source of uncertainty for the inferences presented here. As can be anticipated from the trend defined by the α_{Hf} - α_{Nd} values of the lavas overall, if the chemical and isotopic compositions of the CP lavas reflect mixtures of melts from depleted and enriched mantle sources, then an enriched ambient mantle with higher α_{Hf} and α_{Nd} than the

lavas is required. Accordingly, partial melting at even shallower conditions would be required to explain the paired chemical and isotopic characteristics of the enriched end member. The resulting “unmixing” trends for the two cases are essentially identical except that potential contributions from depleted mantle melts are permitted to be larger in the case of magma mixing.

An alternate scenario to hybridization involving bulk asthenospheric melts is modal metasomatism by minerals precipitated as such melts ascend, cool, and crystallize. Common minerals deposited by mafic melts that could significantly alter Sm/Nd and Lu/Hf ratios are clinopyroxene and garnet. Three sets of curves in Figure DR3 show how the $\alpha_{\text{Hf}} - \alpha_{\text{Nd}}$ characteristics for ambient mantle melting would differ if the observed melt chemistry is influenced by these metasomatic assemblages. CP melts are again assumed to represent 3-20% partial melting of the metasomatized mantle and curves show how inferences about the conditions and degree of partial melting would change if the effects of metasomatic minerals were isolated from that of the ambient mantle.

If the melt characteristics of the CP lavas are influenced by garnets precipitated from alkaline depleted mantle melts, then melts of the ambient mantle are predicted to have been similar in their Sm/Nd but higher in Lu/Hf, and therefore require melting at lower pressures. Removing the possible control of a clinopyroxenite metasomatic assemblage predicts bulk melt generation by larger degree melting at lower pressure.

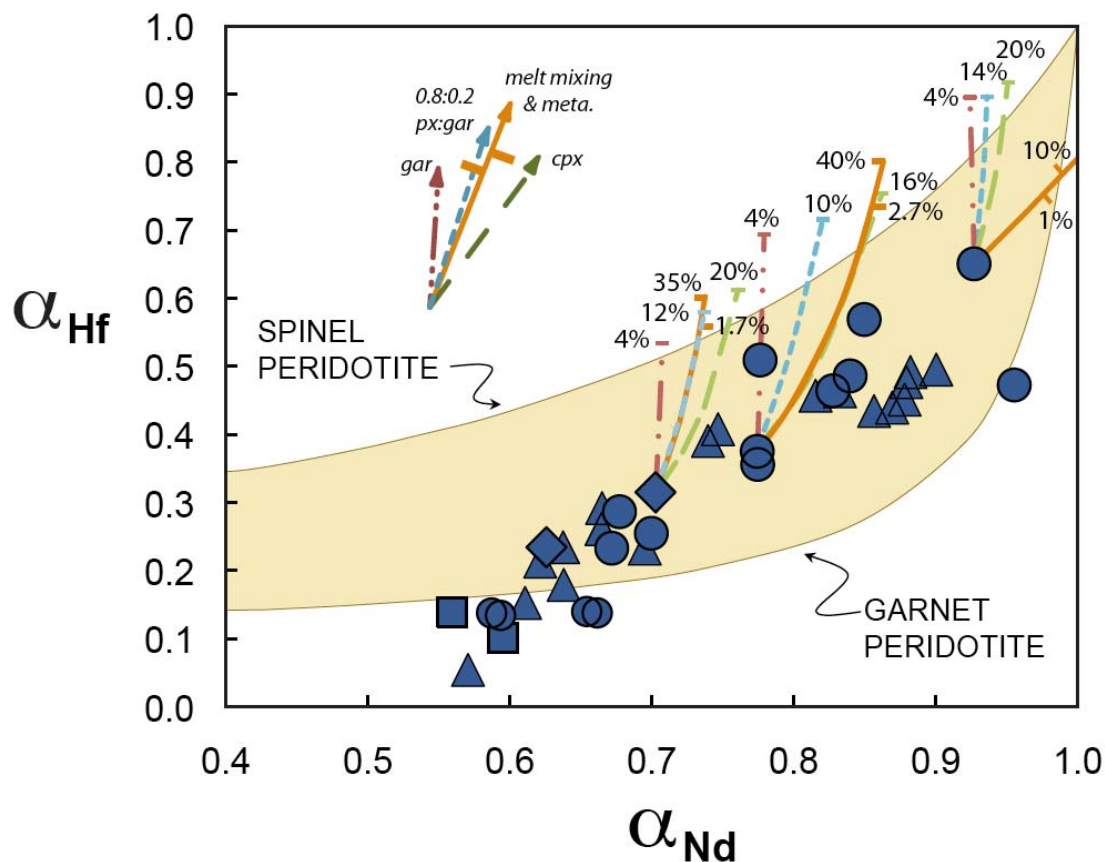


Figure DR3: Plot showing how melting conditions inferred for Colorado Plateau lavas from their α_{Hf} and α_{Nd} characteristics would change if their sources are influenced by contributions from depleted asthenospheric melts and their minerals. Curves are for mixing between depleted asthenospheric mantle melts and enriched “lithospheric” melts or mantle (orange solid lines), metasomatism by addition of clinopyroxene (green long dash line), garnet (red dash-dot lines), and clinopyroxene and garnet in 4:1 proportions (turquoise short dash lines). Numbers indicate the amount of depleted mantle melts or minerals removed at the $\alpha_{\text{Hf}} - \alpha_{\text{Nd}}$ values of the associated tic mark. “Unmixing” trends involving bulk depleted mantle melts (orange solid lines) are identical except that potential contributions from depleted mantle melts are permitted to be larger in the case of magma mixing (left tic marks) than cryptic metasomatism (right tic marks). Field shows range of $\alpha_{\text{Hf}} - \alpha_{\text{Nd}}$ values permitted by melting of spinel and garnet peridotite, eclogite, and garnet pyroxenite melting. See text above for details.

References Cited

- Alibert, C., Michard, A., and Albarede, F., 1986, Isotope and trace element geochemistry of Colorado Plateau volcanics: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 2735–2750.
- Arculus, R.J. and Gust, D.A., 1995, Regional petrology of the San Francisco Volcanic Field, Arizona, USA: *Journal of Petrology*, v. 36, p. 827–861.
- Beard, B.L., Johnson, C.M., 1997, Hafnium isotope evidence for the origin of Cenozoic basaltic lavas from the southwestern United States: *Journal of Geophysical Research* 102, 20149–20178.
- Bennett, V.C., and DePaolo, D.J., 1987, Proterozoic crustal history of the western United States as determined by neodymium isotopic mapping: *Geological Society of America Bulletin*, v. 99, p. 674–685.
- Blichert-Toft, J. and Albarède, F., 1997, The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 148, p. 243–258.
- Blichert-Toft, J., Chauvel, C., and Albarède, F., 1997, Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector ICP-MS: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 127, p. 248–260.
- Blichert-Toft, J., 2001, On the Lu-Hf isotope geochemistry of silicate rocks: *Geostandards Newsletter*, v. 25, p. 41–56.
- Blichert-Toft, J., Agranier, A., Andres, M., Kingsley, R., Schilling, J.-G., and Albarède, F., 2005. Geochemical segmentation of the Mid-Atlantic Ridge north of Iceland and ridge-hot spot interaction in the North Atlantic: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 6, Q01E19, doi:10.1029/2004GC000788.
- Chauvel, C. and Blichert-Toft, J., 2001, A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 190, p. 137–151.
- Crowley, J.L., Schmitz, M.D., Bowring, S.A., Williams, M.L., and Karlstrom, K.E., 2006, U–Pb and Hf isotopic analysis of zircon in lower crustal xenoliths from the Navajo volcanic field: 1.4 Ga mafic magmatism and metamorphism beneath the Colorado Plateau: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 151, p. 313–330, doi: 10.1007/s00410-006-0061-z.
- Hooten, J.A., 1999, Phreatomagmatic Diatremes of the Western Hopi Buttes Volcanic Field, Nation, Arizona, M.S. Thesis, Northern Arizona University, 140p.
- Johnson, C.M. and B.L. Beard, B.L., 1993, Evidence from hafnium isotopes for ancient sub-oceanic mantle beneath the Rio Grande rift region, S.W.U.S.A.: *Nature*, v. 362, p. 441–444.
- Lee, C.-T., Luffi, P., Plank, T., Dalton, H., and Leeman, W.P., 2009, Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 279, p. 20–33.
- Liu, K., Levander, A., Niu, F., and Miller, M.S., 2011, Imaging crustal and upper mantle structure beneath the Colorado Plateau using finite-frequency Rayleigh wave tomography: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12, Q07001, doi:10.1029/2011GC003611.
- Menzies, M.A., Kyle, P.R., Jones, M., and Ingram, G., 1991, Enriched and depleted source

- components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico: Inferences about intraplate processes and stratified lithosphere: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 13645-13672.
- Moore, R.B. and Wolfe, E.W., 1987, Geologic map of the east part of the San Francisco volcanic field, north-central Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1960, scale 1:50 000.
- Newhall, C.G., Ulrich, G.E., and Wolfe, E.W., 1987, Geologic map of the southwest part of the San Francisco volcanic field, north-central Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1958, scale 1:50 000.
- Peters, T.J., Menzies, M., Thirlwall, M., and Kyle, P.R., 2008, Zuni-Bandera volcanism, Rio Grande, USA — Melt formation in garnet- and spinel-facies mantle straddling the asthenosphere-lithosphere boundary: *Lithos*, v. 102, p. 295-315.
- Ramos, F. C., 2000, Mantle sources generating recent volcanism in the Western US: Ph.D. thesis, University of California, Los Angeles.
- Reid, M.R. and Ramos, F.C., 1996, Chemical dynamics of enriched mantle in the southwestern United States: thorium isotope evidence: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 138, p. 67-81.
- Salters, V. J. M. and Longhi, J. E., 1999, Trace element partitioning during the initial stages of melting beneath ocean ridges: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 166, p. 15–30.
- Ulrich, G. E., and Bailey, N. G., 1987, Geologic map of the SP Mountain part of the San Francisco volcanic field, north-central Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1956, scale 1:50 000.
- Vervoort, J.D., Patchett, P.J., Blichert-Toft, J., and Albarède, F., 1999, Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 168, p. 79-99.
- Wolfe, E. W., Ulrich, G. E., Holm, R. F., Moore, R. B., and Newhall, C. G., 1987a, Geologic map of the central part of the San Francisco volcanic field, north-central Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1959, scale 1:50 000.
- Wolfe, E.W., Ulrich, G.E., and Newhall, C.G., 1987b, Geologic map of the northwest part of the San Francisco volcanic field, north-central Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-1957, scale 1:50 000.

Conclusions et perspectives

Les deux études de ce projet avaient pour but d'étudier la structure de la lithosphère
continentale de l'ouest U.S.A. à partir d'échantillons de roches plutoniques et volcaniques,
en répondant aux trois questions énoncées dans l'introduction.

La première question visait à comprendre les informations que pouvaient nous apporter
les roches de la lithosphère continentale. Pour la croûte continentale, de nombreux échan-
tillons affleurent ou nous parviennent via les enclaves volcaniques. La cartographie de leur
composition isotopique en plomb (Pb) a permis de dresser des cartes d'âges modèles et de
rapports U/Pb et Th/U. Les âges modèles dessinent l'empilement de segments crustaux
de l'est vers l'ouest, conformément aux âges tectoniques issus des datations absolues U-Pb
sur zircons. Les âges modèles Pb inférieurs aux âges modèles néodyme (Nd) marquent le
recyclage crustal et les âges modèles Pb inférieurs aux âges tectoniques indiquent le réchauf-
fement des roches au dessus de la température de fermeture du système Pb-Pb. Le rapport
Th/U issu du système Pb-Pb est un bon indicateur de la profondeur de la source des roches
au sein de la croûte continentale. Au contraire, le manteau lithosphérique sub-continental
ne donne accès qu'à peu d'échantillons. Quelques enclaves ultrabasiques apportent des in-
formations précieuses sur sa structure mais une grande quantité d'informations provient
des nombreuses laves basiques intracontinentales dont la composition reflète la structure
du manteau. La composition isotopique en hafnium (Hf) et Nd caractérise les différentes
sources mantelliques, lithosphérique enrichie ou asthénosphérique appauvrie. Ce couple

permet aussi d'identifier la phase alumineuse dominante, spinelle ou grenat, et apporte ainsi une contrainte barométrique sur la mise en place des laves. Enfin, ces deux systèmes
1655 peuvent être couplés aux concentrations en éléments majeurs et traces qui indiquent la lithologie du manteau sous-jacent, la présence de métasomatisme, et peuvent également faire l'objet d'étude thermo-barométrique.

Pour la deuxième question, nous nous demandions si les structures chimiques établies à partir des échantillons étaient en accords avec les structures établies par la sismologie.
1660 Au niveau de la croûte continentale, les âges modèles les plus anciens sont associés à une croûte épaisse et un manteau sous-jacent froid. Le rapport Th/U montre clairement une région de l'Idaho au sud de la Californie où les roches crustales proviennent de la croûte inférieure. Cette zone correspond à une région où de fortes anomalies sismiques V_P/V_S ont été observées. Ainsi la cartographie des paramètres géologiques issus des isotopes du Pb
1665 corrèle avec les cartographies sismiques. Il en est de même dans le manteau lithosphérique. Les estimations thermo-barométriques issues des éléments majeurs et traces ou des isotopes du Nd et de l'Hf est en accord avec la profondeur de la limite lithosphère-asthénosphère dérivée de la conversion des ondes P en S et inversement. Il y a également une correspondance entre le degré d'enrichissement de la source mantellique liée à son âge et la profondeur de la
1670 LAB avec des sources enrichies situées au niveau de LAB épaisse comme sous le Colorado Plateau (CP). La source asthénosphérique est systématiquement retrouvée lorsque la LAB est peu profonde et le manteau sous-jacent montre des anomalies sismiques négatives.

La troisième et dernière question consistait à déterminer la dynamique de la lithosphère à partir de ces observations. Dans le cas de la croûte continentale, la cartographie des
1675 âges modèles et les cartographies sismiques ont de nouveau mis en évidence la croissance épisodique de la croûte de l'est vers l'ouest dans notre zone d'étude. Le recyclage crustal est aussi présent lors de la formation de nouveaux segments de croûte comme le témoigne l'écart entre les âges modèles Pb et Nd ainsi que les histogramme d'âges modèles Pb à

un endroit donné. De nombreuses déformations se surimposent à cette structure primaire
1680 et le système Pb-Pb révèle les segments de croûte qui ont été réchauffés au dessus de la
température de fermeture du système, notamment par extension lithosphérique. Au ni-
veau des croûtes épaisses avec un manteau sous-jacent froid, les segments crustaux n'ont
pas été altérés et cela explique la survie des roches Protérozoïques et même Archéennes à
l'est. Le rapport Th/U met également en évidence un remaniement majeur de la croûte
1685 continentale au niveau d'une extension localisée de la croûte continentale, mais ce rapport
pourrait éventuellement montrer le flux de matériel crustal au sein de la croûte continen-
tale, conformément à ce qui est observé dans l'orogénèse Himalayenne. L'association des
données chimiques et sismiques a montré que le manteau lithosphérique sub-continental
peut persister sous son socle cristallin, jusqu'à plusieurs milliards d'années, mais il peut être
1690 recyclé indépendamment de sa croûte par délamination. Une telle dynamique engendre une
remontée de matériel mantellique qui fond par décompression, et qui explique la présence
de nombreuses laves à la surface du CP et de ses zones de transitions.

Si ces études répondent aux questions initiales, de nombreuses perspectives sont apparues
au cours du projet.

1695 La cartographie des isotopes du Pb est un outil efficace pour étudier la formation et la
déformation de la croûte continentale. L'ouest U.S.A n'est pas la seule région à offrir une
telle richesse d'affleurement et la même méthode doit être employée sur d'autres conti-
nents, comme l'Amérique du sud qui a déjà fait l'objet d'une étude, l'Europe qui est aussi
en cours d'étude, et l'Asie notamment autour de l'Himalaya. Une étude comparée de dif-
1700 férentes régions du globe permettrait de mieux établir les processus d'accrétion crustale et
de recyclage, mais ce serait également une occasion de confirmer ou non la présence de flux
de matériel crustal au sein de la croûte comme un processus généralisé sur toute la surface
globe. La cartographie des trois paramètres âge modèle, U/Pb et Th/U est un précieux
outil pour discriminer les sources du matériel continental et va au delà de la compression

1705 des processus de croissance et recyclage de la croûte. L'archéologie commence à utiliser ces données isotopiques et une cartographie de l'ensemble des continents serait un outil de choix pour déterminer la source des matériaux d'âges récents ce qui ouvrirait de nouvelles études dans les domaines de l'archéologie, la sédimentologie ou plus généralement la géologie de surface.

1710 Pour l'étude du manteau sub-continental, l'association des données isotopiques et des données sismiques est un outil adapté pour déchiffrer la structure et la dynamique sous la croûte continentale. Les laves sont de loin des meilleurs échantillons pour cartographier la structure tridimensionnelle du manteau. Les isotopes du Nd et de l'Hf de ces laves renseignent rapidement sur la nature de la source mais aussi sur son histoire, et permettent en 1715 association avec d'autres outils chimiques de révéler des convections de second ordre par rapport à la subduction, comme la délamination du manteau lithosphérique. L'ouest U.S.A offre de nombreuses laves et des observations sismiques de premier ordre mais ces outils doivent être appliquées à d'autres zones où des convections secondaires semblent observées, comme à titre d'exemple au niveau de l'Altiplano dans les Andes ou autour du détroit de 1720 Gibraltar entre Afrique et Europe. Le but de ces études serait de déterminer si ces convections de second ordre existent à l'échelle globale sous tous les continents. Enfin, ces outils isotopiques peuvent aussi identifier des traces de manteau lithosphérique sub-continental sous les océans comme par exemple sous le Cap Vert. L'étude de ce volcanisme par l'association de contraintes géochimiques et géophysiques permettrait d'étudier la destruction de 1725 lithosphères continentales, pour mieux contraindre la fracturation des continents au cours des temps géologiques.

Annexes

Annexe A

Tables des données

- 1730 – Table 1 : Références de la base de données isotopiques du plomb (Pb) de l'ouest U.S.A. avec indication du nombre d'analyses de roches totales, de feldspaths potassiques et de minerais.
- Table 2 : Description et composition isotopique du Pb des échantillons de cette étude collectés sur et autour du Colorado Plateau (CP) et mesurés dans le laboratoire de
1735 géologie de Lyon.
- Table 3 : Concentration des terres rares (REE) des échantillons collectés sur et autour du CP.
- Table 4 : Compilation des mesures isotopiques de l'hafnium (Hf) sur les laves basiques Cénozoïques et Quaternaires de l'ouest U.S.A.

Table 1

Reference	Whole rocks	K-feldpaths	Ores
Aleinikoff et al., 1993. U.S.A. Precambrian Res. 63, 97-122	41	54	-
Antweiler et al., 1972. Econ. Geol. 67, 302-314	-	2	7
Alibert et al. 1986. Geochim. Cosmochim. Acta 50, 2735-2750	9	-	-
Andrew and Godwin 1989. Can. J. Earth Sci. 26, 894-907	1	-	-
Bacon and Lanphere, 1994. U.S. Geol. Surv. Alaska, 143-147.	1	-	-
Bailey, 1989. Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 239, 67-84	3	-	-
Barth et al., 1992. Contrib. Mineral. Petrol. 109, 394-407	3	-	-
Beard and Glazner, 1998. Contrib. Mineral. Petrol. 133, 402-417	1	-	-
Ben Othman et al., 1990. Geochim. Cosmochim. Acta 54, 3449-3460	1	-	-
Borg and Clynne, 1998. J. Petrol. 39, 1197-1222	7	-	-
Bouse et al., 1999. Econ. Geol. 94, 211-244	54	12	148
Bryant et al., 2001. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1639	18	17	-
Calzia and Ramo, 2005. Earth Sci. Rev. 73, 221-243	14	-	-
Carlson, 1984. Geochim. Cosmochim. Acta 48, 2357-2372	2	-	-
Chamberlain and Bowring, 2000. Chem. Geol. 172, 173-200	-	28	-
Chen and Tilton, 1991. Geol. Soc. Am. Bull. 103, 439-447	45	35	-
Church, 2010. Open File Rep. U.S. Geol. Surv. 2010-1157	-	-	133
Church et al., 2005. Earth Sci. Rev. 73, 323-346	-	-	59
Church et al., 1986. Geochim. Cosmochim. Acta 50, 317-328	-	-	56
Church and Tilton, 1973. Geol. Soc. Am. Bull. 84, 431-454	20	21	-
Clarke, 1990. PhD thesis	29	-	-
Cousens, 1996. J. Geophys. Res. 101, 27,673-27,689	4	-	-
Cui and Russell, 1995. Geol. Soc. Am. Bull. 107, 127-138	19	-	-
Cumming and Richards, 1975. Earth Planet. Sci. Lett. 28, 155-171	-	-	2
Delevaux et al., 1966. J. Res. U.S. Geol. Surv. 550-C, 178-186	-	-	98
Doe et al., 1968. Econ. Geol. 63, 884-906	9	52	6
Doe et al., 1979. Econ. Geol. 74, 1-26	-	-	53
Doe and Delevaux, 1973. Geol. Soc. Am. Bull. 84, 3513-3526	-	7	-
Doe, 1967. J. Petrol. 8, 51-83	-	21	-
Erel et al., 1994. Geochim. Cosmochim. Acta 58, 5299-5306	7	-	-
Foley and Ayuso, 1994. Econ. Geol. 89, 1842-1859	-	-	48
Frei et al., 2009. Precambrian Res. 172, 1-24	34	10	50
Gleason et al., 1994. Contrib. Mineral. Petrol. 118, 182-197	11	2	-
Gray, 2003. PhD thesis	26	-	-
Greenough and Kyser, 2003. Contrib. Mineral. Petrol. 145, 169-181	10	-	-
Gunn, 1991. PhD thesis	37	-	-
Hawkins et al., 1996. Geol. Soc. Am. Bull. 108, 1167-1181	8	-	1
Iriondo et al., 2004. Geol. Soc. Am. Bull. 116, 154-170	17	-	-
James, 1992. Geol. Soc. Am. Bull. 104, 1326-1339	10	-	-
Johnson et al., 1990. Contrib. Mineral. Petrol. 104, 99-124	23	-	-

Kempton et al., 1990. <i>Geochim. Cosmochim. Acta</i> 54, 3401-3426	31	-	-
Kislter et al., 2003. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 03-489	116	-	-
Krogstad et al., 1993. <i>Geochim. Cosmochim. Acta</i> 57, 4666-4685	2	22	-
Kuntz and Snee, 2007. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1738	-	1	-
Leach et al., 1998. <i>Econ. Geol.</i> 93, 347-359	-	-	-
Leat et al., 1988. <i>Mineral. Mag.</i> 52, 577-585	9	-	-
Leeman et al., 1985. <i>Earth Plant. Sci. Lett.</i> 75, 354-368	19	-	-
Leeman, 1979. <i>Nature</i> 281, 365-366	5	-	-
Long et al., 1960. <i>Econ. Geol.</i> 55, 645-658	3	-	14
Luders et al., 2009. <i>Miner. Deposita</i> 44, 415-434	-	-	8
Ludwig and Silver, 1977. <i>Geochim. Cosmochim. Acta</i> 41, 1457-1471	4	2	-
McLennan et al., 1995. <i>Geochim. Cosmochim. Acta</i> 59, 1153-1177	25	-	-
Meen and Eggler, 1989. <i>Contrib. Mineral. Petrol.</i> 102, 462-477	16	-	-
Miller and Glazner, 1995. <i>Contrib. Mineral. Petrol.</i> 118, 379-395	12	-	-
Miller et al., 1995. <i>Geol. Soc. Am. Null.</i> 107, 1441-1457	7	-	-
Mitchell, 1997. PhD thesis	6	-	-
Murthy and Patterson, 1961. <i>Ecnom. Geol.</i> 56, 59-67	-	4	9
Nelson and Davidson, 1993. <i>J. Geophys. Res.</i> 98, 1837-1852	14	-	-
Nier, 1938. <i>J. Am. Chem. Soc.</i> 60, 1571-1576	-	-	4
Nier et al., 1941. <i>Phys. Rev.</i> 60, 112-116	-	-	1
O'Brien et al., 1995. <i>Geochim. Cosmichim. Acta</i> 59, 4539-4556	7	-	-
Pettke et al., 2010. <i>Earth Planet. Sci. Lett.</i> 296, 267-277	-	-	6
Phair and Mela, 1956. <i>Am. J. Sci.</i> 254, 420-428	-	-	13
Pickett and Saleeby, 1994. <i>Contrib. Mineral. Petrol.</i> 118, 198-215	4	-	-
Potter, 1996. <i>The Can. Mineral.</i> 34, 241-264	3	-	-
Pritchard and Larson, 2012. <i>Contrib. Mineral. Petrol.</i> 164, 205-228	1	-	-
Probst, 2007. PhD thesis	15	-	-
Putirka et al., 2009. <i>J. Petrol.</i> 50, 1639-1665	3	-	-
Ramo et al., 2002. <i>Contrib. Mineral. Petrol.</i> 143, 416-437	15	-	-
Ratajeski et al., 2001. <i>Geol. Soc. Am. Bull.</i> 113, 1486-1502	14	-	-
Reppe, 1997. PhD thesis	8	-	-
Robertson, 1997. PhD thesis	10	-	-
Rosholt and Bartel, 1969. <i>Earth Planet. Sci. Lett.</i> 7, 141-147	8	2	-
Rye, 1974. <i>Ecnom. Geol.</i> 69, 814-822	-	2	16
Scherer et al., 1997. <i>Chem. Geol.</i> 141, 63-78	4	-	-
Schmitt et al., 2006. <i>Lithos</i> 87, 80-103	2	-	-
Shuster and Bickford, 1985. <i>J. Geol.</i> 93, 727-742	11	-	-
Slawson and Austin, 1962. <i>Econ. Geol.</i> 57, 21-29	-	-	59
Small, 1973. <i>Can. J. Earth Sci.</i> 10, 670-678	-	-	133
Small, 1968. PhD thesis	-	-	38
Stacey and Hedlund, 1983. <i>Geol. Soc. Am. Bull.</i> 94, 43-57	6	12	18
Stacey et al., 1968. <i>Econ. Geol.</i> 63, 796-814	-	6	54
Stacey et al., 1976. Open File Rep. U.S. Geol. Surv. 76-476	-	-	14

Tatsumoto and Snively, 1969. J. Geophys. Res. 74, 1087-1100	6	-	-
Thompson et al., 1989. Earth Planet. Sci. Lett. 98, 139-153	4	-	-
Tosdal et al., 2003. Econ. Geol. 98, 1189-1211	7	28	16
Toth and Stacey, 1992. Bulletin B, U.S. Geol. Surv.	7	-	-
Truschel, 1996. PhD thesis	6	-	-
Unruh et al., 2008. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 2008-1142	19	-	-
Usui et al., 2006. J. Petrol. 47, 929-964	8	-	-
Verts et al., 1996. Contrib. Mineral. Petrol. 125, 186-199	-	5	-
Vikre et al., 2011. Econ. Geol. 106, 883-912	2	9	7
Vikre, 2000. Geol. Soc. Am. Bull. 112, 764-782	-	-	208
Walker and Brown, 1991. Geology 19, 714-717	26	-	-
Wannamaker et al., 2000. J. Volcanol. Geoth. Res. 96, 175-190	-	2	-
Wolff et al., 2005. J. Petrol. 46, 407-439	12	-	-
Wooden and Mueller, 1988. Earth Planet. Sci. Lett. 87, 59-72	15	5	-
Wooden et al. 1999. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 99-569	343	-	-
Zartman and Stacey, 1971. Econ. Geol. 66, 849-860	-	-	67
Zartman and Wasseburg, 1969. Geochim. Cosmochim. Acta 33, 901-942	-	5	-
Zartman, 1974. Econ. Geol. 69, 792-805	-	-	43
Sub-Total	1299	366	1389
Total		3054	

Table 2

Sample	Location	Longitude	Latitude	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	T (Ma)	mu	kappa	K-feldspar	Xenolith	Host rock	Felsic	Metamorphism
1.1	San Francisco volcanic field V3226	-112.157567	35.341883	17.799	15.491	37.502	51.3	9.49	3.8	+	+	Holocene to middle Pliocene basaltic rock (0-4 Ma)	+	
1.2	San Francisco volcanic field V3226	-112.157567	35.341883	18.624	15.574	37.797	19.5	9.56	3.51	+	+	Holocene to middle Pliocene basaltic rock (0-4 Ma)	+	+
2.1	San Francisco volcanic field V1216	-112.170022	35.198634	16.686	15.395	36.998	1180	9.51	4.21	+	+	Pliocene to late Miocene (8-4 Ma)	+	
2.2	San Francisco volcanic field V1216	-112.170022	35.198634	17.033	15.414	38.355	965	9.47	4.71	+	+	Pliocene to late Miocene (8-4 Ma)	+	
3.1	Green Knob	-109.030433	35.95235	17.942	15.606	36.122	543	9.71	3.09	+	+	Tertiary intrusive rock, ultramafic diatrem	+	
3.2	Green Knob	-109.030433	35.95235	18.404	15.632	36.86	251	9.7	3.22	+	+	Tertiary intrusive rock, ultramafic diatrem	+	+
4.1	Bennett Peak	-108.735717	36.378683	16.875	15.44	35.99	1100	9.56	3.53	+	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+	
5.1	Ford Butte	-108.706633	36.385283	19.683	15.67	38.052	-645	9.67	3.16	+	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+	
6.1	Cathedral Cliff	-108.7066	36.610517	16.962	15.456	35.834	1060	9.58	3.4	+	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+	
7.1	Barber Peak	-108.69745	36.58805	16.728	15.43	35.832	1190	9.58	3.53	+	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+	
8.1	Shiprock dyke	-108.826633	36.640667	31.655	17.033	37.516	-13800	12	0.892	+	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+	+
8.2	Shiprock dyke	-108.826633	36.640667	17.507	15.523	36.317	753	9.61	3.38	+	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+	
9.1	Mitten Rock	-108.945328	36.607579	18.996	15.641	38.663	-166	9.66	3.71	+	+	Tertiary intrusive rock, a little differentiated	+	
10.1	Untitled Minette, around Red Valley	-109.138783	36.649	16.955	15.454	35.855	1060	9.57	3.42	+	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+	
10.2	Untitled Minette, around Red Valley	-109.138783	36.649	17.911	15.539	36.445	488	9.57	3.24	+	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+	
11.2	Ultield Minette	-109.06405	36.697983	17.693	15.474	36.903	569	9.47	3.56	+	+	Tertiary intrusion, differentiated	+	
13.1	San Juan Forest granitoid	-108.0612	37.4026	18.983	15.588	38.115	-228	9.56	3.48	+	+	Laramide intrusive rock, phanerozoic-tertiary	+	
14.1	Shalona lake granite	-107.80195	37.468483	17.577	15.52	36.462	700	9.59	3.41	+	+	1.7 Ga granitic rock	+	+
15.1	Potato Hill gneiss	-107.779317	37.683917	19.839	15.78	37.416	-603	9.87	2.89	+	+	felsic and hornblende gneiss	+	
17.1	Yellow mountain intrusive	-107.873317	37.860017	22.145	15.924	42.085	-2270	10.1	3.53	+	+	Middle tertiary intrusive rock	+	
18.1	Ute Peak	-108.771467	37.239067	18.117	15.536	36.73	340	9.54	3.28	+	+	Laramide intrusive rock, phanerozoic-tertiary	+	
18.3	Ute Peak	-108.771467	37.239067	17.767	15.484	36.992	527	9.48	3.57	+	+	1.7 Ga granitic rock	+	+
19.1	Alhambra Rock	-109.905467	37.138732	17.908	15.512	37.076	460	9.52	3.54	+	+	Middle tertiary intrusive rock	+	
19.2	Alhambra Rock	-109.905467	37.138732	17.091	15.452	36.233	964	9.54	3.55	+	+	Laramide intrusive rock, phanerozoic-tertiary	+	
21.1	Church Rock	-110.1191	36.734017	25.047	16.497	36.013	-3780	11.1	1.39	+	+	Laramide intrusive rock, phanerozoic-tertiary	+	
22.1	Chaisla Butte	-110.207437	36.780108	18.322	15.62	36.024	294	9.68	2.88	+	+	Tertiary intrusive rock	+	
23.1	Gaieway gneiss	-108.8194	38.771217	17.139	15.469	36.036	948	9.56	3.42	+	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+	+
24.1	Agathla Peak	-110.21915	36.824283	17.176	15.434	36.8	887	9.48	3.79	+	+	Biotite gneiss and migmatite, paleoproterozoic-proterozoic	+	
24.2	Agathla Peak	-110.21915	36.824283	17.321	15.438	36.615	790	9.46	3.61	+	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+	
25.1	Ellen Mountain	-110.77905	38.10585	18.652	15.576	38.075	274	9.57	3.62	+	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+	
26.1	Ellen Mountain	-110.743483	38.1448	18.674	15.583	38.273	-4.39	9.58	3.69	+	+	Tertiary intrusive, differentiated, Oligocene	+	
27.1	Black Mountain	-111.12296	38.4583	18.015	15.52	38.024	393	9.52	3.93	+	+	Tertiary mafic rock	+	
30.1	Gaieway granite	-108.906	38.7264	16.449	15.393	35.787	1340	9.58	3.66	+	+	Granitic rock, 1.4 Ga group	+	
31.1	Gaieway granite	-108.897183	38.7648	16.388	15.393	35.786	1390	9.6	3.7	+	+	Granitic rock, 1.4 - 1.7 Ga group	+	
31.2	Gaieway granite	-108.897183	38.7648	16.806	15.439	35.852	1150	9.58	3.5	+	+	Granitic rock, 1.4 - 1.7 Ga group	+	+
33.1	Whitewater granite	-108.5727	38.83845	17.769	15.542	35.967	591	9.6	3.08	+	+	Granitic rock, 1.4 Ga group	+	
34.1	Glenwood Springs granite	-107.228067	39.569533	16.999	15.451	36.242	1030	9.56	3.6	+	+	Granitic rock, 1.7 Ga group	+	
36.1	Toponas granite	-106.721383	40.0856167	16.717	15.4	35.739	1170	9.51	3.48	+	+	Granitic rock, 1.7 Ga group	+	
38.1	Elk Mountain	-106.98122	40.55441	17.396	15.475	36.673	778	9.53	3.61	+	+	Upper tertiary intrusive rocks	+	+
38.2	Elk Mountain	-106.98122	40.55441	16.562	15.443	35.695	1310	9.66	3.55	+	+	Upper tertiary intrusive rocks	+	
39.1	Sand Mountain	-107.090912	40.560247	17.33	15.468	36.682	815	9.52	3.65	+	+	Upper tertiary igneous rock, 11 Ma	+	
41.1	Sugarloaf Mountain	-107.3212	41.0165667	17.749	15.523	37.498	585	9.57	3.83	+	+	Intrusive igneous rock, 11 Ma	+	
43.1	Streamboat Spring volcanics	-106.6967	40.383567	17.068	15.454	37.848	982	9.55	4.43	+	+	Volcanic rock, tertiary	+	
44.1	Streamboat Spring granite	-106.749517	40.3493	16.135	15.354	35.561	1520	9.6	3.72	+	+	Granitic rock, 1.7 Ga group	+	
45.1	Hahns village	-106.9414	40.8052	17.264	15.473	36.826	866	9.55	3.76	+	+	Upper tertiary intrusive rocks	+	
46.1	Hahns Peak	-106.929683	40.842717	17.385	15.482	36.761	793	9.54	3.66	+	+	Upper tertiary intrusive rocks	+	
46.2	Hahns Peak	-106.929133	40.844683	17.543	15.493	36.854	695	9.54	3.62	+	+	Upper tertiary intrusive rocks	+	
47.1	McCargar Reservoir gabbro	-106.986283	40.925167	17.662	15.494	36.542	612	9.52	3.4	+	+	Mafic rock 1.7 Ga	+	

48.1	McCarger Reservoir gabbro	-107.02695	40.960167	17.297	15.433	35.958	801	9.46	3.29	+	Mafic rock 1.7 Ga	
49.1	City Mountain	-107.000502	40.87877	17.252	15.474	36.824	877	9.55	3.77	+	Upper tertiary intrusive rocks	+
50.1	Hahns Peak lake	-106.98645	40.835217	17.774	15.523	37.035	567	9.56	3.59	+	Upper tertiary intrusive rocks	+
51.1	Aspen granite	-106.729617	39.12155	16.536	15.428	36.255	1320	9.63	3.89	+	Granitic rock, 1.4 Ga group	+
52.1	Independence Pass granite	-106.57345	39.10955	16.37	15.393	35.958	1400	9.61	3.83	+	Granitic rock, 1.7 Ga group	+
53.1	Twin Lakes granitoid	-106.464917	39.0717	17.705	15.523	38.065	616	9.57	4.13	+	Laramide intrusive rock, phanerozoic-tertiary	+
54.1	Granite granite	-106.273267	39.0582167	16.641	15.442	36.164	1260	9.63	3.77	+	Granitic rock, 1.7 Ga group	+
55.1	Johnson Village granite	-106.08025	38.816533	16.555	15.418	35.998	1300	9.6	3.73	+	Granitic rock, 1.7 Ga group	+
56.1	Cleora gneiss	-105.958667	38.505833	33.447	16.947	43.381	-76800	12.2	0.925	+	felsic and hornblende gneiss	+
58.1	Cotopaxi granite	-105.738517	38.359817	16.742	15.412	35.959	1160	9.54	3.59	+	Granitic rock, 1.7 Ga group	+
59.1	Westcliff gneiss	-105.3516	38.14535	16.384	15.381	36.293	1380	9.57	4.01	+	felsic and hornblende gneiss	+
60.1	Wixson Mountain granite	-105.1803	38.1206	16.465	15.394	35.911	1330	9.58	3.73	+	Granitic rock, 1.4 Ga group	+
61.1	Iron Mountain	-105.264567	37.581983	18.136	15.53	37.368	319	9.53	3.56	+	Middle tertiary intrusive rock	+
61.2	Iron Mountain	-105.264567	37.581983	16.944	15.455	35.761	1070	9.58	3.37	+	Middle tertiary intrusive rock	+
61.3	Iron Mountain	-105.264567	37.581983	17.54	15.477	36.781	680	9.51	3.58	+	Middle tertiary intrusive rock	+
62.1	Lone Rock Hill gneiss	-105.28735	37.556783	16.847	15.422	36.141	1100	9.53	3.63	+	felsic and hornblende gneiss	+
63.1	MolyCorp's mine intrusive	-105.496067	36.6944	17.984	15.534	37.319	432	9.55	3.62	+	silicic to intermediate intrusive rock, miocene to oligocene	+
64.1	MolyCorp's mine plutonic	-105.502983	36.68835	17.388	15.479	37.112	787	9.53	3.84	+	Plutonic rock, Lower Proterozoic, older than 1.6 Ga	+
65.1	Tres Piedras plutonic	-105.967683	36.65505	18.121	15.647	36.321	465	9.76	3.11	+	Plutonic rock, Lower Proterozoic, older than 1.6 Ga	+
67.1	Cundyo plutonic	-105.90405	35.964883	17.282	15.487	36.23	869	9.57	3.44	+	Plutonic rock, Middle and Lower Proterozoic	+
68.1	Madrid intrusive	-106.174833	35.376467	18.262	15.546	38.493	248	9.54	4	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+
69.1	Sandia pluton	-106.377	35.18125	16.515	15.405	35.92	1310	9.59	3.7	+	Plutonic rock, middle Proterozoic, younger than 1.6 Ga	+
71.2	Cabezon Peak	-107.0955667	35.59655	18.783	15.58	38.685	-89.3	9.56	3.81	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+
72.1	Cerro Chato	-107.1255	35.58995	17.638	15.516	36.883	654	9.57	3.59	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+
74.2	Cerro de Santa Clara	-107.155617	35.56625	16.821	15.456	36.039	1150	9.61	3.6	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+
74.3	Cerro de Santa Clara	-107.155617	35.56625	16.914	15.472	36.14	1110	9.62	3.6	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+
75.1	Mount Sedgewick granite	-107.976483	34.956817	17.627	15.545	36.561	693	9.63	3.44	+	Plutonic rock, Lower Proterozoic, older than 1.6 Ga	+
77.1	Bloody Basin granitoid	-112.119217	34.283867	19.043	15.672	36.596	-159	9.72	2.85	+	Early proterozoic granitic rock, 1.6-1.8 Ga	+
7.2	Barbor Peak	-108.69745	36.58805	25.944	16.422	54.112	-5050	10.9	4.81	+	Tertiary intrusive rock, undifferentiated	+
11.1	Ultield Minette	-109.06405	36.697983	17.628	15.477	36.855	617	9.49	3.57	+	Tertiary intrusive rock, differentiated	+
12.1	Unitted Minette	-109.0541333	36.963533	18.577	15.55	37.702	24.4	9.52	3.49	+	Tertiary intrusive rock, differentiated	+
18.2	Ute Peak	-108.771467	37.239067	16.976	15.416	36.023	1010	9.49	3.49	+	Laramide intrusive rock, phanerozoic-tertiary	+
20.1	Moses Rock	-109.786583	37.10755	17.954	15.473	36.552	382	9.44	3.26	+	Tertiary intrusive rock	+
76.1	Prescott granitoid	-112.0837333	34.5253	16.748	15.381	35.804	1130	9.47	3.49	+	Early proterozoic granitic rock, 1.6-1.8 Ga	+

Table 3

1745

Sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1.1	12	20	1.7	5.2	0.56	1.1	0.33	0.022	0.089	0.011	0.03	0.0054	0.019	0.01
1.2	9.7	14	1.2	3.6	0.52	1.1	0.31	0.029	0.16	0.024	0.082	0.0094	0.064	0.0086
2.1	35	71	5.9	19	2	0.7	1	0.066	0.24	0.028	0.081	0.0067	0.044	0.0059
2.2	14	32	2.9	11	2.1	1	1.8	0.18	0.98	0.13	0.34	0.028	0.16	0.014
3.1	3.7	6.8	0.68	2.3	0.57	0.28	0.54	0.085	0.66	0.13	0.53	0.082	0.74	0.1
3.2	2.3	5.3	0.62	2.6	0.83	0.04	1.3	0.27	2.5	0.52	2	0.26	1.9	0.23
4.1	1.9	2.8	0.24	0.76	0.12	0.24	0.1	0.013	0.084	0.015	0.046	0.0067	0.041	0.007
5.1	12	28	2.9	11	2.4	0.42	2.3	0.34	2.6	0.47	1.8	0.23	1.8	0.24
6.1	2	2.9	0.26	0.81	0.24	0.73	0.11	0.01	0.07	0.0095	0.027	0.0045	0.031	0.0052
7.1	1.9	2.8	0.24	0.79	0.32	0.79	0.12	0.015	0.092	0.019	0.066	0.0084	0.059	0.0074
8.1	0.59	1.1	0.15	0.78	0.52	0.2	1.2	0.26	2.5	0.5	1.8	0.22	1.5	0.17
8.2	86	240	30	140	32	2.4	29	3.6	21	2.9	8.4	0.82	5.4	0.66
9.1	40	82	9.1	35	7.4	5	6.3	0.88	6.3	0.99	3.7	0.45	4	0.53
10.1	37	62	6.2	26	4.7	7.5	3.6	0.44	3.1	0.62	2.8	0.44	4.6	0.61
10.2	6.3	15	2	12	7.3	4.8	14	2.5	21	3.6	13	1.4	11	1.2
11.2	7.5	18	2.3	11	2.4	2.2	1.9	0.25	1.6	0.28	0.96	0.13	0.9	0.12
13.1	13	27	2.8	10	1.9	0.68	1.5	0.26	1.3	0.31	0.8	0.15	0.91	0.18
14.1	6.4	11	0.97	3.3	0.56	2.1	0.52	0.1	0.55	0.14	0.39	0.08	0.45	0.089
15.1	3.4	8.8	0.99	4	0.86	0.42	0.83	0.14	0.81	0.21	0.59	0.12	0.75	0.14
17.1	91	230	26	91	17	0.96	13	2	9.4	1.9	4.6	0.76	4.3	0.68
18.1	12	26	2.4	8.4	1.3	0.91	1.1	0.16	0.78	0.17	0.44	0.079	0.46	0.078
18.3	3.2	7.6	0.79	3	0.48	0.32	0.32	0.038	0.15	0.028	0.064	0.0095	0.056	0.0074
19.1	4.3	8.6	0.76	2.7	0.42	0.53	0.32	0.045	0.2	0.047	0.11	0.021	0.11	0.014
19.2	0.89	1.7	0.16	0.55	0.14	1.8	0.13	0.022	0.11	0.021	0.037	0.0054	0.024	0.004
21.1	0.22	0.32	0.051	0.24	0.047	0.086	0.051	0.007	0.023	0.0055	0.0083	0.0014	0.0075	0.0019
22.1	0.0098	0.018	0.0045	0.014		0.0045	0.0029	0.001	0.0025	0.0012	0.0011	0.00065	0.0031	
23.1	3.4	7.2	0.71	2.5	0.45	0.24	0.36	0.056	0.26	0.062	0.15	0.025	0.14	0.021
24.1	9.4	21	2.2	8.6	1.8	1	1.5	0.25	1.3	0.28	0.71	0.12	0.7	0.11
24.2	4.8	9.5	0.9	3.4	0.6	0.33	0.51	0.077	0.4	0.092	0.24	0.04	0.23	0.042
25.1	10	23	2.5	9.4	1.9	0.82	1.5	0.26	1.3	0.31	0.82	0.14	0.85	0.14
26.1	13	33	3.7	15	3	1	2.5	0.4	2.1	0.49	1.3	0.21	1.3	0.2
27.1	34	61	5.7	17	2.3	1.2	1.6	0.28	1.5	0.38	1.1	0.23	1.6	0.27
30.1	13	19	1.6	5.4	0.88	0.86	0.67	0.1	0.51	0.11	0.29	0.048	0.3	0.047
31.1	9.1	14	1.4	5.5	1.2	1.9	1	0.16	0.85	0.19	0.46	0.076	0.38	0.061
31.2	0.26	0.35	0.03	0.11	0.044	0.047	0.054	0.016	0.071	0.016	0.042	0.011	0.07	0.011
33.1	1.6	3.4	0.37	1	0.21	0.26	0.15	0.039	0.16	0.047	0.14	0.035	0.17	0.041
34.1	5.6	8.7	0.88	2.8	0.47	0.61	0.37	0.056	0.25	0.056	0.15	0.024	0.12	0.025
36.1	2.9	3.9	0.32	0.85	0.13	0.61	0.11	0.012	0.05	0.013	0.038	0.0071	0.039	0.0085
38.1	3.7	6.3	0.7	2.3	0.42	0.74	0.31	0.05	0.2	0.045	0.12	0.022	0.1	0.02
38.2	1.5	2.3	0.21	0.58	0.094	0.62	0.09	0.018	0.097	0.022	0.056	0.0082	0.051	0.007
39.1	9.8	15	1.3	3	0.38	0.68	0.3	0.048	0.25	0.067	0.23	0.043	0.27	0.052
41.1	21	40	4.4	13	2	0.82	1.5	0.23	1.1	0.25	0.7	0.1	0.56	0.1
43.1	36	79	11	34	6.4	1.5	4.6	0.67	2.6	0.51	1.2	0.17	0.94	0.17
44.1	11	19	1.9	5.7	0.91	1.8	0.62	0.083	0.34	0.062	0.17	0.024	0.15	0.031
45.1	24	53	8.4	29	4.8	1.8	3	0.39	1.5	0.3	0.71	0.093	0.43	0.059
46.1	3.3	7.1	0.69	2.1	0.49	0.32	0.65	0.17	1.1	0.37	1.3	0.24	1.5	0.28
46.2	0.92	2.3	0.22	0.79	0.53	0.43	0.94	0.21	1.1	0.26	0.7	0.099	0.55	0.089
47.1	25	47	6	19	2.5	0.39	1.7	0.22	0.96	0.23	0.74	0.13	0.8	0.17
48.1	4.8	5.8	0.45	1.1	0.12	0.85	0.087	0.0099	0.04	0.0065	0.019	0.0031	0.018	0.004
49.1	33	70	10	35	5.7	2.2	3.6	0.48	1.9	0.35	0.83	0.11	0.48	0.066
50.1	34	63	8.1	25	3.5	1.1	2.1	0.27	1	0.19	0.47	0.058	0.3	0.051
51.1	26	48	6.3	20	3.5	3.8	2.3	0.29	0.99	0.16	0.33	0.038	0.17	0.029
52.1	13	16	1.4	3.7	0.49	3.7	0.32	0.034	0.14	0.026	0.067	0.0076	0.034	0.0063
53.1	2.6	5.3	0.68	2.5	0.48	1.4	0.39	0.052	0.23	0.049	0.11	0.018	0.089	0.014
54.1	8.8	13	1.4	4.6	0.85	3.2	0.73	0.11	0.51	0.11	0.28	0.042	0.22	0.036
55.1	0.78	0.67	0.072	0.2	0.036	0.41	0.034	0.005	0.024	0.0064	0.019	0.0043	0.027	0.0055
56.1	2	5	0.63	2.3	0.64	0.2	0.91	0.26	1.8	0.54	1.9	0.33	2.3	0.41
58.1	12	32	5.6	22	5.1	1.2	4.3	0.78	3.9	0.94	2.6	0.4	2.1	0.33
59.1	10	17	1.6	4.3	0.66	1.7	0.38	0.042	0.17	0.032	0.11	0.017	0.098	0.019
60.1	8.3	8.1	0.66	1.7	0.21	0.49	0.18	0.03	0.15	0.039	0.1	0.022	0.13	0.029
61.1	25	46	6.1	21	3.9	1.5	3.2	0.54	2.6	0.61	1.4	0.25	1.4	0.23
61.2	0.27	0.5	0.071	0.29	0.15	0.11	0.2	0.055	0.31	0.073	0.17	0.028	0.14	0.025
61.3	32	73	11	43	8.9	2	7.3	1.3	6.4	1.5	3.8	0.65	3.5	0.59
62.1	1.1	2	0.22	0.66	0.095	0.42	0.079	0.0093	0.04	0.0095	0.02	0.0038	0.02	0.005
63.1	4.5	7.5	0.67	1.7	0.29	0.38	0.25	0.045	0.24	0.062	0.17	0.035	0.21	0.04
64.1	5.1	7.3	0.62	1.6	0.26	0.2	0.21	0.035	0.17	0.039	0.088	0.016	0.092	0.02
65.1	0.53	0.89	0.13	0.35	0.076	0.34	0.082	0.021	0.16	0.052	0.18	0.047	0.34	0.078
67.1	15	36	3.8	11	2.6	0.54	2.7	0.61	3.7	0.93	2.5	0.47	2.7	0.49

68.1	44	78	10	34	5.5	1.7	4.2	0.65	3	0.66	1.6	0.26	1.4	0.25
69.1	3.4	6.3	0.79	2.4	0.59	0.42	0.63	0.16	1	0.28	0.81	0.18	1.1	0.21
71.2	21	41	5.9	22	5.2	2.6	4.9	0.89	4.5	1	2.4	0.42	2.2	0.39
72.1	1.5	3	0.31	0.95	0.18	0.2	0.16	0.027	0.16	0.042	0.13	0.027	0.19	0.041
74.2	1.7	3.6	0.39	1.3	0.44	0.48	0.63	0.2	1.3	0.39	1.1	0.22	1.3	0.22
74.3	0.37	1.8	0.14	0.52	0.19	0.087	0.25	0.073	0.49	0.14	0.47	0.11	0.73	0.16
75.1	1.2	3.7	0.27	0.9	0.34	0.067	0.58	0.22	1.9	0.6	2	0.45	2.9	0.52
77.1	6.2	11	1.2	4.3	0.92	1.2	0.96	0.17	0.96	0.25	0.62	0.11	0.67	0.13
7.2	4.2	11	1.6	7.3	2.6	0.56	3.7	0.73	6.4	1.2	4.4	0.53	3.8	0.42
11.1	48	120	15	74	16	7.6	15	1.9	14	2.4	8.6	1.1	9	1.1
12.1	120	240	28	130	27	9.6	24	3	22	3.7	13	1.6	14	1.7
18.2	0.71	2	0.28	1.4	0.48	0.33	0.71	0.15	0.9	0.23	0.57	0.096	0.54	0.084
20.1	3.2	7.4	0.78	3.1	0.64	0.39	0.65	0.12	0.62	0.16	0.41	0.075	0.46	0.076
76.1	3.9	6.3	0.73	2.5	0.43	0.54	0.36	0.057	0.29	0.075	0.19	0.036	0.21	0.043

Table 4

Reference	176Hf/177Hf	eHf	143Nd/144Nd	eNd	Volcanic field	Province
Salters_EPSL_91	0.282389	-13.5	0.512024	-12.0	Leucite Hills	Rocky Mountains
Salters_EPSL_91	0.28249	-10.0	0.512073	-11.0	Leucite Hills	Rocky Mountains
Salters_EPSL_91	0.282379	-13.9	0.511832	-15.7	Leucite Hills	Rocky Mountains
Salters_EPSL_91	0.282478	-10.4	0.511843	-15.5	Leucite Hills	Rocky Mountains
Salters_EPSL_91	0.282352	-14.9	0.511871	-15.0	Leucite Hills	Rocky Mountains
Johnson_N_93	0.283	8.1	0.513072	8.5	Geronimo	South Bassin and Range
Johnson_N_93	0.283018	8.7		7.9	Geronimo	South Bassin and Range
Johnson_N_93	0.283032	9.2	0.513014	7.3	Geronimo	South Bassin and Range
Johnson_N_93	0.283021	8.8	0.513059	8.2	Geronimo	South Bassin and Range
Johnson_N_93	0.283097	11.5		6.9	Mogollon-Datil	South Bassin and Range
Johnson_N_93	0.283015	8.6		9.0	Mogollon-Datil	South Bassin and Range
Johnson_N_93	0.282875	3.6		1.1	Mount Taylor	Eastern Transition Zone
Johnson_N_93	0.282867	3.4		2.1	Espanola Basin	Eastern Transition Zone
Johnson_N_93	0.28296	6.6		0.3	Taos Plateau	Eastern Transition Zone
Johnson_N_93	0.282924	5.4		0.3	Taos Plateau	Eastern Transition Zone
Johnson_N_93	0.283038	9.4		1.4	Los Mogotes	Eastern Transition Zone
Johnson_N_93	0.28296	6.6		2.6	Los Mogotes	Eastern Transition Zone
Johnson_N_93	0.282982	7.4		1.0	Rayton-Clayton	Great Plains
Johnson_N_93	0.283011	8.5		1.0	Rayton-Clayton	Great Plains
Johnson_N_93	0.283011	8.5	0.5127	1.2	Rayton-Clayton	Great Plains
Johnson_N_93	0.282972	7.1	0.512761	2.4	Rayton-Clayton	Great Plains
Johnson_N_93	0.282825	1.9		-2.5	Amalia	Eastern Transition Zone
Johnson_N_93	0.282877	3.7		-0.6	Amalia	Eastern Transition Zone
Johnson_N_93	0.282936	5.8		-0.9	Amalia	Eastern Transition Zone
Johnson_N_93	0.282776	0.1		-3.9	San Luis Hills	Eastern Transition Zone
Johnson_N_93	0.28274	-1.1		-3.8	San Luis Hills	Eastern Transition Zone
Johnson_N_93	0.282826	1.9		-0.9	San Luis Hills	Eastern Transition Zone
Johnson_N_93	0.28287	3.5		-0.4	San Luis Hills	Eastern Transition Zone
Johnson_N_93	0.282749	-0.8		-4.6	San Luis Hills	Eastern Transition Zone
Johnson_N_93	0.282659	-4.0		-5.8	San Luis Hills	Eastern Transition Zone
Beard_EPSL_1993	0.282843	2.5		2.8	Espanola Basin	Eastern Transition Zone
Beard_EPSL_1993	0.28277	-0.1		0.2	Espanola Basin	Eastern Transition Zone
Beard_EPSL_1993	0.282806	1.2		-2.4	Yampa	Rocky Mountains
Beard_EPSL_1993	0.282805	1.2		-0.1	Yampa	Rocky Mountains
Beard_EPSL_1993	0.282563	-7.4		-6.4	Yarmony	Rocky Mountains
Beard_EPSL_1993	0.282542	-8.1		-7.3	Yarmony	Rocky Mountains
Beard_EPSL_1993	0.282674	-3.5		-5.9	Yarmony	Rocky Mountains
Beard_EPSL_1993	0.282669	-3.6		-4.8	Flat Tops	Rocky Mountains
Beard_EPSL_1993	0.282551	-7.8		-7.1	Flat Tops	Rocky Mountains
Beard_EPSL_1993	0.282657	-4.1		-7.8	Elkhead	Rocky Mountains
Beard_EPSL_1993	0.282634	-4.9		-7.5	Elkhead	Rocky Mountains
Beard_EPSL_1993	0.282533	-8.5		-12.6	Elkhead	Rocky Mountains
Beard_EPSL_1993	0.28263	-5.0		-8.2	Elkhead	Rocky Mountains
Beard_EPSL_1993	0.282821	1.7		-5.9	other	Rocky Mountains
Beard_EPSL_1993	0.282789	0.6		-6.1	other	Rocky Mountains
Zhu_PhD_95	0.282982	7.4	0.512707	1.3	Rayton-Clayton	Great Plains
Zhu_PhD_95	0.283011	8.5	0.5127	1.2	Rayton-Clayton	Great Plains
Zhu_PhD_95	0.282972	7.1	0.512761	2.4	Rayton-Clayton	Great Plains
Zhu_PhD_95	0.282986	7.6	0.512706	1.3	Rayton-Clayton	Great Plains
Beard_JGR_97	0.28304	9.5		8.1	Cima	North Basin and Range
Beard_JGR_97	0.283073	10.6		7.7	Cima	North Basin and Range
Beard_JGR_97	0.283048	9.8		8.0	Cima	North Basin and Range
Beard_JGR_97	0.283067	10.4		7.9	Cima	North Basin and Range
Beard_JGR_97	0.282975	7.2		7.4	Western Mojave Desert	North Basin and Range
Beard_JGR_97	0.282841	2.4		4.7	Western Mojave Desert	North Basin and Range
Beard_JGR_97	0.282963	6.8		5.3	Lunar Crater	North Basin and Range
Beard_JGR_97	0.282979	7.3		5.2	Lunar Crater	North Basin and Range
Beard_JGR_97	0.282981	7.4		5.3	Lunar Crater	North Basin and Range
Beard_JGR_97	0.282938	5.9		5.5	Lunar Crater	North Basin and Range
Beard_JGR_97	0.282922	5.3		0.0	Death Valley	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282883	3.9		0.3	Death Valley	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282827	1.9		-0.4	Death Valley	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282816	1.6		-1.4	Death Valley	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282913	5.0		1.2	Death Valley	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282845	2.6		-0.2	Death Valley	Great Basin
Beard_JGR_97	0.283026	9.0		7.4	Death Valley	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282701	-2.5		-6.7	Death Valley	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282457	-11.1		-9.1	Death Valley	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282506	-9.4		-7.3	Death Valley	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282871	3.5		2.4	Nova	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282692	-2.8		2.5	Nova	Great Basin
Beard_JGR_97	0.283025	8.9		2.0	Nova	Great Basin

Beard_JGR_97	0.283021	8.8	5.6	Nova	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282884	4.0	5.2	Nova	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282629	-5.1	-6.1	Nova	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282764	-0.3	-1.3	Nevada Test Site	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282642	-4.6	-7.8	Nevada Test Site	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282551	-7.8	-9.0	Nevada Test Site	Great Basin
Beard_JGR_97	0.28256	-7.5	-10.4	Nevada Test Site	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282985	7.5	2.2	Nevada Test Site	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282584	-6.6	-8.6	Nevada Test Site	Great Basin
Beard_JGR_97	0.28274	-1.1	-1.6	Big Pine	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282746	-0.9	-3.6	Big Pine	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282869	3.4	-4.0	Big Pine	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282827	1.9	-2.4	Big Pine	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282841	2.4	-2.0	Big Pine	Great Basin
Beard_JGR_97	0.282786	0.5	-3.0	Big Pine	Great Basin
Beard_JGR_97	0.283151	13.4	9.2	Sonoma-Tolay	San Andreas Fault Zone
Beard_JGR_97	0.283131	12.7	7.8	Sonoma-Tolay	San Andreas Fault Zone
Beard_JGR_97	0.283169	14.0	8.0	Sonoma-Tolay	San Andreas Fault Zone
Beard_JGR_97	0.283137	12.9	8.1	Sonoma-Tolay	San Andreas Fault Zone
Beard_JGR_97	0.283175	14.3	9.2	Sonoma-Tolay	San Andreas Fault Zone
Beard_JGR_97	0.283006	8.3	4.5	Sonoma-Tolay	San Andreas Fault Zone
Beard_JGR_97	0.282767	-0.2	2.1	Navajo	Colorado Plateau
Beard_JGR_97	0.282779	0.2	-1.6	Navajo	Colorado Plateau
Beard_JGR_97	0.282757	-0.5	-1.4	Navajo	Colorado Plateau
Beard_JGR_97	0.282778	0.2	4.0	Hopi Buttes	Colorado Plateau
Beard_JGR_97	0.28302	8.8	0.1	Grand Canyon	Western Transition Zone
Beard_JGR_97	0.28308	10.9	2.0	Grand Canyon	Western Transition Zone
Beard_JGR_97	0.282931	5.6	0.2	San Francisco	Western Transition Zone
Beard_JGR_97	0.282912	5.0	-2.3	San Francisco	Western Transition Zone
Carlson_G3_01		2.0	0.2	Navajo	Colorado Plateau
Carlson_G3_01		4.0	1.0	Navajo	Colorado Plateau
Carlson_G3_01		2.9	1.8	Navajo	Colorado Plateau
Carlson_G3_01		4.9	2.2	Navajo	Colorado Plateau
Carlson_G3_01		4.3	3.3	Navajo	Colorado Plateau
Carlson_G3_01		6.3	3.5	Navajo	Colorado Plateau
Carlson_G3_01		4.1	3.7	Navajo	Colorado Plateau

Annexe B

Météorites de fer et différenciation des noyaux d'astéroïdes

Il s'agit du projet initial de cette thèse qui a été développé pendant les deux premières années, suite aux travaux réalisés pendant le stage de Master 2. Cependant des problèmes analytiques ont été rencontrés et ce projet a laissé place à l'étude développée dans les chapitres précédents.

B.1 Introduction

Les météorites sont des objets géologiques qui témoignent de la formation et de l'évolution du système solaire. Plusieurs catégories existent suivant leur composition chimique, avec un groupe qui domine : les chondrites. Elles ont une composition chimique en éléments réfractaires identique à la composition de la photosphère du Soleil. Leur étude permet d'identifier le matériel présent initialement, avant la différenciation des corps planétaires. La datation des inclusions réfractaires, premières phases minérales à cristalliser, permet de sceller la chronologie du début du système solaire.

Les météorites non-chondritiques sont plus rares et nous avons deux catégories principales : les météorites rocheuses ou achondrites et les météorites de fer, ces deux groupes étant issus de la différenciation métal-silicate de leurs corps parents. Les météorites de fer ont un fort intérêt puisque certains échantillons proviennent du noyau d'astéroïdes, une enveloppe dont nous n'avons pas accès directement dans le cas de la Terre.

Les météorites de fer qui proviennent d'un noyau planétaire sont les météorites de fer magmatiques. Dans cette catégorie, nous avons des corrélations entre les éléments de nature sidérophile et chalcophile (Goldberg et al., 1959) et ces corrélations sont à l'origine des différentes classes de météorites de fer (Scott and Wasson, 1975). L'origine de ces corrélations est attribuée au processus de cristallisation fractionnée du noyau (Scott, 1972), qui était à l'origine liquide et qui a refroidi à cause de la petite taille de leur corps parent. La cristallisation fractionnée a été utilisée pour l'étude de toutes les classes de fer magmatique mais l'ensemble des observations chimiques n'est pas reproduit avec ce seul processus. De nombreux processus secondaires ont été invoqués afin d'expliquer les désaccords, notamment la présence de soufre pendant la cristallisation. Le soufre modifie drastiquement les coefficients de partage des éléments comme l'ont montré les premières études expérimentales (Willis and Goldstein, 1982). Des études ont suivi afin de déterminer la proportion de soufre dans le noyau avant le processus de différenciation (Chabot, 2004; Haack and Scott, 1993), sans trouver de commun accord. Les études les plus récentes se sont focalisées sur les coefficients de partage relatifs des éléments qui ont pu être déterminés directement à partir de la pente des corrélations dans un diagramme $\log(\text{élément})$ - $\log(\text{élément})$ (McCoy et al., 2011; Walker et al., 2008).

B.2 Approche calculatoire

L'approche calculatoire se base sur un test du modèle de cristallisation fractionnée à partir d'un ensemble d'échantillons afin de déterminer pourquoi les modèles précédents

n'ont pas pu reproduire toutes les corrélations entre les éléments. Nous avons utilisé les données chimiques de la classe IVA (Wasson and Richardson, 2001) pour plusieurs raisons. Il s'agit premièrement d'une grande classe avec 56 échantillons, avec des données chimiques récentes et précises. Des mesures du taux de refroidissement à partir des observations pétrographiques sont également disponibles (Rasmussen et al., 1995; Yang et al., 2007), ainsi que des datations Pb-Pb de certains individus qui ont révélé une formation et un refroidissement lors des quelques millions d'années qui ont suivi la formation des inclusions réfractaires (Blichert-Toft et al., 2010a).

Deux modèles distincts ont été testés à partir des données chimiques : la cristallisation fractionnée et la fusion partielle. Dans chacun des modèles, les équations ont été modifiées pour faire apparaître la teneur en soufre dans le liquide et les coefficients de partage des éléments entre le métal liquide et solide. Des calculs permettent de retrouver la fraction de soufre dans le liquide pour tous les échantillons et pour chaque graphique $\log(\text{élément})$ - $\log(\text{élément})$. La cristallisation fractionnée ne permet pas de trouver une valeur plausible, non négative, de la fraction de soufre. Au contraire, le modèle de fusion partielle donne des fractions positives cohérentes entre les différentes corrélations d'éléments. Le taux de soufre dans le liquide est équivalent à la valeur de l'eutectique du système Fe-S, ce qui permet de conclure à un modèle de compaction du noyau avec présence d'un liquide interstitiel très riches en soufre. Ce modèle est appuyé par des arguments pétrographiques avec la présence de troilite (FeS) dans certaines météorites de fer de cette classe. Il existe également des arguments chimiques avec un rapport Th/U anormalement bas, dont la valeur peut être expliquée par la présence de silicate dans le liquide, ce silicate ayant incorporé sélectivement Th par rapport à U.

Ces travaux ont été regroupés dans l'article suivant qui a été publié dans le journal *Earth and Planetary Science Letters*.



Siderophile elements in IVA irons and the compaction of their parent asteroidal core

Francis Albarède^{a,b}, Romain A. Bouchet^a, Janne Blichert-Toft^{a,b,*}

^a Ecole Normale Supérieure de Lyon, Université Claude Bernard-Lyon I and CNRS, 69007 Lyon, France

^b Department of Earth Science, Rice University, Houston, TX 77005, USA

ARTICLE INFO

Article history:

Received 30 July 2012

Received in revised form

20 November 2012

Accepted 29 November 2012

Editor: L. Stixrude

Keywords:

asteroid

metal

core

IVA iron meteorites

siderophile elements

early Solar System

ABSTRACT

The highly siderophile element concentrations of IVA irons constitute an excellent benchmark for asteroidal core processes and, so far, the paradigm, based on the negative correlation between Ni contents and crystallographic cooling rates, has been that they represent a suite of cumulates crystallizing inwards from a molten asteroidal core. It has, however, been recognized that fractional crystallization does not account for all of the siderophile concentration patterns. Here we use the experimental parameterization of siderophile element fractionation with respect to the sulfur content of molten iron (Chabot and Jones, 2003), least-squares techniques, and Monte Carlo error propagation to assess whether incremental changes in the series of IVA irons can be accounted for by fractional crystallization or rather by partial melting. We show that the apparent order of incompatibility during solid–melt segregation deduced from binary plots of siderophile elements is misleading as a result of the strong dependency of partition coefficients on the sulfur content of the melt. All models of fractional crystallization of an Fe–S melt corrected for this effect result in negative sulfur contents. The effect of interstitial melt on fractionation hence is negligible because the high sulfur content of the melts makes all the elements compatible. In contrast, residues left by the compaction of a molten asteroidal core that crystallized with traces of sulfides and silicates according to the incremental form of batch melting provide a successful representation of the IVA suite for a large number of elements. Misfit for some elements may be due to the presence of carbon or reflects memory of variations acquired during the crystallization of the core. It is likely that melting was triggered by ²⁶Al and that melt extraction was enhanced by the high strain-rate of impacts. The calculated S content of the liquid reproduces the experimental value of the Fe–S eutectic (45% S). Inward crystallization of the molten IVA asteroidal core is no longer a requirement. By invoking fractionation between silicate, metal, and sulfide melts, this compaction model also offers a satisfactory explanation for the low Th/U of IVA irons.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Iron meteorites afford unique insight into the differentiation of asteroidal cores. Since the very first major and trace element measurements (Goldberg et al., 1951), siderophile element concentrations have been observed to correlate among groups of samples. These often spectacular trends supplanted earlier mineralogical schemes of iron meteorite classification (Scott and Wasson, 1975) and laid the foundation for a variety of genetic interpretations. The elemental correlations were widely recognized as reflecting the fractional crystallization of an originally molten core (Scott, 1972). Those groups of iron meteorites

displaying smooth trends consistent with a fractionation trend are referred to as magmatic irons, in contrast to the non-magmatic iron meteorites that have recorded other processes such as impacts (e.g., Wasson, 1985). Among the various groups of iron meteorites, the IVAs are particularly interesting because they are remarkably depleted in volatile elements (Wasson and Richardson, 2001), suggesting a connection to the asteroids that dominated the composition of the inner Solar System. Additionally, the IVAs formed within 1–2 Ma after the collapse of the solar nebula (Blichert-Toft et al., 2010; Kruijer et al., in press) and, hence, are among the oldest objects of the Solar System. Their well-behaved siderophile and chalcophile trace element systematics are documented by abundant concentration data for Cr, Co, Ni, Cu, W, Re, Ir, Pt, Ga, Ge, As, and Au measured on a large suite of IVA irons (Wasson and Richardson, 2001; McCoy et al., 2011). These meteorites have received further attention because their cooling rates dT/dt seem to decrease while, as recorded by their

* Corresponding author at: Ecole Normale Supérieure de Lyon, Université Claude Bernard-Lyon I and CNRS, 69007 Lyon, France.

E-mail address: jblicher@ens-lyon.fr (J. Blichert-Toft).

Ni contents, differentiation proceeds (Haack et al., 1996; Rasmussen et al., 1995; Yang et al., 2007, 2008), an observation that has been interpreted as reflecting the inward dendritic crystallization of an asteroidal core (Esbensen and Buchwald, 1982; Sellamuthu and Goldstein, 1983; Haack and Scott, 1992).

Early experiments showed that sulfur and, to a lesser extent phosphorus and carbon, strongly affect the partition coefficients of lithophile elements between solid and liquid metal (Jones and Drake, 1983; Willis and Goldstein, 1982; Jana and Walker, 1997). Consequently, sulfur became an important parameter of fractional crystallization modeling, and multiple studies have been dedicated to calculate the amount of sulfur during crystallization (Chabot, 2004; Chabot and Drake, 1999; Haack and Scott, 1993; Jones and Drake, 1983; McCoy et al., 2011; Willis and Goldstein, 1982). Using a parameterization of experimental partition coefficients by sulfur content proposed by Jones and Malvin (1990), Chabot and Jones (2003), Chabot (2004), and Goldstein et al. (2009) concluded that the IVA trend does not fit a simple fractional crystallization model with a unique initial sulfur content. Wasson (1999) suggested that trapped liquid, the existence of which is supported by the presence of troilite drops in solid metal (Buchwald, 1975), helps reconcile the fractional crystallization model with some of the liquid lines of descent. For the IVB irons, a group even more depleted than the IVAs, Walker et al. (2008) used the parameterized partition coefficient for Ir (as a function of changing S and P) and obtained the partition coefficient values for Re, Os, Ru, and Pt from the slopes of inter-element correlations. They achieved a reasonable agreement for compatible elements, but not for the incompatible elements Pd and Au. A similar method was subsequently applied to the IVA irons by McCoy et al. (2011), but was found incapable of reproducing the Ga concentrations. In the following, after presenting a theory of fractionation suitable for solid, the present work therefore attempts to assess whether fractional crystallization of a metallic core as parameterized by the relations of Chabot and Jones (2003) between partition coefficients and sulfur contents can be reconciled with the abundances of siderophile elements in IVA irons using a least-square approach. We subsequently discuss the effect of interstitial melt trapped in cumulates. Once these models have been shown to be unsuitable and, with them, the geochemical evidence for inward crystallization of the IVA core, least-square models of partial melting aimed at offering a physically acceptable representation of core compaction are tested and found to provide a satisfactory explanation of the data. Consequences for the standard model of inward crystallization of the IVA core are briefly discussed.

2. Data sources and data processing

For consistency, we restricted our calculations to the original data on 51 IVA iron meteorites measured by Wasson and Richardson (2001), but checked that the most recent, but smaller data set by McCoy et al. (2011) gives results consistent with the former. The most useful representation of the data is in the form of a logarithmic plot (Fig. 1). The underlying assumption based on binary plots is that the data define a single array in the multi-dimensional space of trace element concentrations. Instead of approximating this array by a straight-line (Wasson and Richardson, 2001; Walker et al., 2008; McCoy et al., 2011), we smoothed the data with two-dimensional splines (Thomsen G. Splpak code, <http://www.imm.dtu.dk/~hbn/Software>). The errors on the outcome of the models described below were evaluated from analytical uncertainties using a Monte-Carlo error propagation simulation with 1000 runs. In order to avoid spurious focusing of errors, we also randomly changed the positions at which the splines were

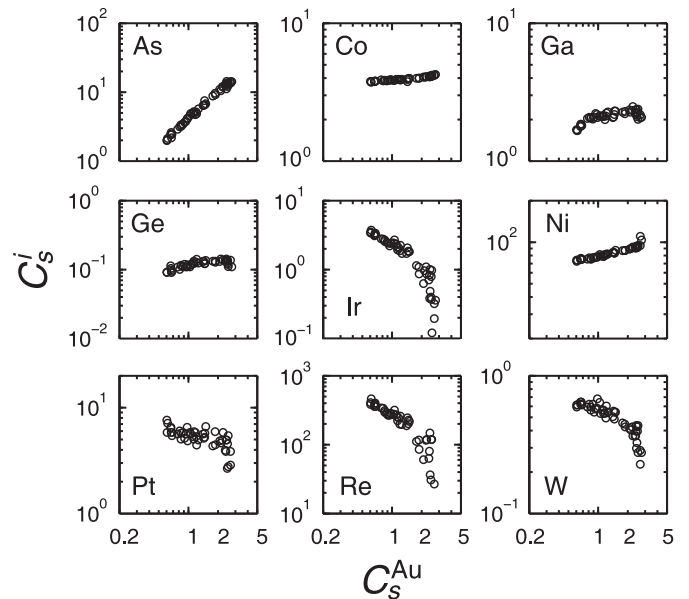


Fig. 1. Log-log plot of siderophile element concentrations in IVA irons (data from Wasson and Richardson, 2001). Splines are fitted through these arrays and the resulting slopes s^i derived from the splines form the basis of the present petrogenetic modeling.

calculated. Implicit equations were solved in Matlab using a standard root-finder routine and unconstrained minimization was achieved with the Optimization toolbox.

3. The models

We investigated two simple petrological scenarios suitable for representing the coexistence of solid and liquid phases in the asteroidal core: (i) the IVAs represent cumulates from the crystallization of a solid phase, with or without trapped liquid, from a solid-free liquid phase or (ii) they represent residues of the partial melting of a solid planetary core. Incremental (fractional) melting is incompatible with the indication that S, a highly incompatible element during metal melting, is present in the entire IVA sequence. Although all the standard equations of fractional crystallization are several decades old and are reviewed in Albarède (1995), the following set of equations is original as it compares the relative effect of *increments* of crystallization or melting on the composition of the solid phase (cumulate or residue). The fact that the solid and not the melt conveys the geochemical record is particularly significant.

Symbols used: C^i represents the concentration of element i in the melt (subscript m), the solid (subscript s), and, for partial melting, the initial solid source (subscript 0). D^i refers to the partition coefficient of element i between solid and liquid, and F refers to the fraction of liquid. s^i stands for the slope of the element variation with respect to that of a given reference element (subscript ref) in a log-log plot. We kept the notation X_s of Jones and Malvin (1990) to represent the atomic fraction of sulfur in the melt. An overbar is used to represent a property of cumulate inclusive of trapped liquid.

3.1. Fractional crystallization

In a differential form, the standard Rayleigh equation reads for the liquid as

$$d \ln C_m^i = (D^i - 1) d \ln F \quad (1)$$

Since S is highly incompatible with respect to solid metal (Kubaschewski, 1982; Okamoto, 1991), $D^S \approx 0$, and this equation becomes:

$$\frac{d \ln C_m^i}{d \ln X_S} = 1 - D^i \quad (2)$$

which is the base of the standard fractional crystallization model. For the solid, we define the parameter g^i as

$$g^i = \frac{d \ln C_s^i}{d \ln X_S} = 1 + \frac{d \ln D^i}{d \ln X_S} - D^i \quad (3)$$

In a plot of $\ln C_s^i$ vs $\ln C_s^{\text{ref}}$, the slope s^i for a sequence of solids is simply g^i/g^{ref} . Chabot and Jones' (2003) parameterization can be written as

$$\frac{D^i}{D_0^i} = \left(\frac{1 - X_S - 2\alpha}{1 - 2X_S - 3\alpha} \right)^{\beta^i} = \left(\frac{1 - [1 + 2\gamma] X_S}{1 - [2 + 3\gamma] X_S} \right)^{\beta^i} \quad (4)$$

where D_0^i and β^i are parameters fitted to experiments by Chabot and Jones (2003), α is the sum of the atomic fractions of carbon and phosphorus, and γ the (C+P)/S ratio. The last equation can be differentiated into

$$\frac{d \ln D^i}{d \ln X_S} = \frac{\beta^i X_S (1 + \gamma)}{(1 - [1 + 2\gamma] X_S)(1 - [2 + 3\gamma] X_S)} \quad (5)$$

or

$$g^i(X_S) = 1 + \frac{\beta^i X_S (1 + \gamma)}{(1 - [1 + 2\gamma] X_S)(1 - [2 + 3\gamma] X_S)} - D_0^i \left(\frac{1 - [1 + 2\gamma] X_S}{1 - [2 + 3\gamma] X_S} \right)^{\beta^i} \quad (6)$$

This leaves each equation

$$f_i(X_S) = s^i g^{\text{ref}}(X_S) - g^i(X_S) = 0 \quad (7)$$

to be solved for X_S . The full problem can be solved in the least-square sense by minimizing the sum S^2 such that

$$S^2 = \sum_i f_i^2(X_S) \quad (8)$$

with respect to X_S over all elements i . From the value of X_S , each g^i can be calculated using Eq. (6), and Eq. (2) numerically integrated to obtain the adjusted value of $\ln C_s^i$, but on the condition that X_S is positive.

Trapped liquid: We will now proceed to show that, for compatible elements, the effect of trapped melt can be neglected. We add bars to symbols referring to parameters describing a solid with interstitial liquid. When a fraction φ of trapped melt is present, the cumulate/liquid partition coefficient D^i should be replaced by

$$\bar{D}^i = (1 - \varphi) D^i + \varphi = D^i + \varphi(1 - D^i) = D^i \left(1 + \varphi \frac{1 - D^i}{D^i} \right) \quad (9)$$

For constant $\varphi < 1$ and $D^i > 1$, the following approximation holds:

$$d \ln \bar{D}^i \approx d \ln D^i + \varphi d \frac{1}{D^i} = \left(1 - \frac{\varphi}{D^i} \right) d \ln D^i \quad (10)$$

The ratio φ/D^i is small so that the term in parentheses is ≈ 1 . Therefore, $d \ln \bar{D}^i$ can safely be approximated by $d \ln D^i$. For $D^i > 1$, the effect of pore melt reads as

$$d \ln C_s^i = d \ln \bar{D}^i + (\bar{D}^i - 1) d \ln F = d \ln D^i - (D^i - 1) d \ln X_S \quad (11)$$

in which we again considered $D^S \approx 0$. This equation is equivalent to Eq. (3). For compatible elements, and for those elements only, $\bar{g}^i \approx g^i$ and the slopes s^i in log–log plots of the liquid line of descent are unchanged with respect to the situation with no trapped melt ($\bar{s}^i = s^i$) (Albarède, 1976; Wasson, 1999). It can be shown that variations in φ with F amount to second-order alterations of this conclusion.

3.2. Partial melting

The standard equation for partial ‘batch’ melting is

$$C_s^i = \frac{D^i C_0^i}{F + D^i(1 - F)} \quad (12)$$

Upon differentiation and rearrangement, we get

$$\begin{aligned} d \ln C_s^i &= d \ln D^i - d \ln [F + D^i(1 - F)] \\ &= \left[1 - \frac{D^i(1 - F)}{F + D^i(1 - F)} \right] d \ln D^i - \frac{F(1 - D^i)}{F + D^i(1 - F)} d \ln F \end{aligned}$$

If $D^S \sim 0$, we obtain

$$\begin{aligned} h^i(X_S) &= \frac{d \ln C_s^i}{d \ln X_S} = \frac{F}{F + D^i(1 - F)} \left[\left(1 + \frac{d \ln D^i}{d \ln F} \right) - D^i \right] \\ &= \frac{F}{F + D^i(1 - F)} g^i(X_S) \end{aligned} \quad (13)$$

which defines the slopes in log–log plots. Again, D^i can be parameterized using the equations of Chabot and Jones (2003) as above and F can be replaced by X_S^0/X_S , with the superscript 0 indicating the initial sulfur concentration of the solid source:

$$h^i(X_S) = - \frac{X_S^0 g^i(X_S)}{X_S^0 + D^i(X_S - X_S^0)} \quad (14)$$

As long as $X_S^0 \ll X_S$, or equivalently $F \ll 1$, the choice of a value of X_S^0 is inconsequential to the value of X_S . The value of X_S itself should satisfy the equation

$$f_i(X_S) = s^i h^{\text{ref}}(X_S) - h^i(X_S) = 0 \quad (15)$$

for each element. Again, the problem can be solved in the least-square sense by minimizing the sum S^2

$$S^2 = \sum_i f_i^2(X_S) \quad (16)$$

with respect to X_S . Inserting X_S into Eq. (4) gives the various D^i .

Forward modeling: Unless a source model with a certain composition is assumed, the inverse approach can only test whether incremental variations are consistent with the data. It is not possible to retrieve a unique ‘forward’ estimate of the solid concentrations C_s^i because it requires the knowledge of C_0^i , the concentration before melting started. Nevertheless, C_s^i/C_0^i can be calculated from Eq. (12). A useful test is the value of $C_0^i = C_s^i [F + D^i(1 - F)] / [D^i C_0^i]$, where C_s^i stands for the measured concentration in each sample, which should remain reasonably constant across the whole data set.

4. Results and discussion

In the literature (Wasson and Richardson, 2001; McCoy et al., 2011), the relative scale of s^i values conveys the order of compatibility of the elements. Unlike Walker et al. (2008) and McCoy et al. (2011), who used the compatible element iridium as reference, we followed the approach of Wasson and Richardson (2001) and Chabot and Haack (2006) and used the incompatible element gold. Although arsenic is the most incompatible of all the elements considered, a superior analytical precision motivated our choice of Au for reference. The mean values of s^i (in parentheses) increase in the order: Cr (−1.53), Ir (−1.42), Re (−1.06), W (−0.42), Pt (−0.29), Cu (−0.13), Co (+0.06), Ge (+0.09), Ga (+0.15), Ni (+0.18), Au (1.00 = ref), and As (+1.30), which is consistent with the literature results (Wasson and Richardson, 2001; McCoy et al., 2011). We did not consider Cr

and Cu because the fractionation of these elements was not parameterized by Chabot and Jones (2003).

4.1. The misleading scale of apparent compatibility and inferences on X_S

Because the D^i 's vary with X_S , the variations of the slopes s^i observed in samples of residues and cumulates do not simply reflect how relative element compatibility varies. For both cumulates and residues, the sign of g^i and h^i , which eventually defines the sign of the slopes in log–log plots, does not change when $D^i=1$, as it would if we were dealing with samples representing melts, but for $D^i=1+d \ln D^i/d \ln X_S$, which is very different from unity whenever X_S is large. Fig. 2 compares D^i calculated from Eq. (4) and $1+d \ln D^i/d \ln X_S$ calculated from Eq. (5) using the parameterization

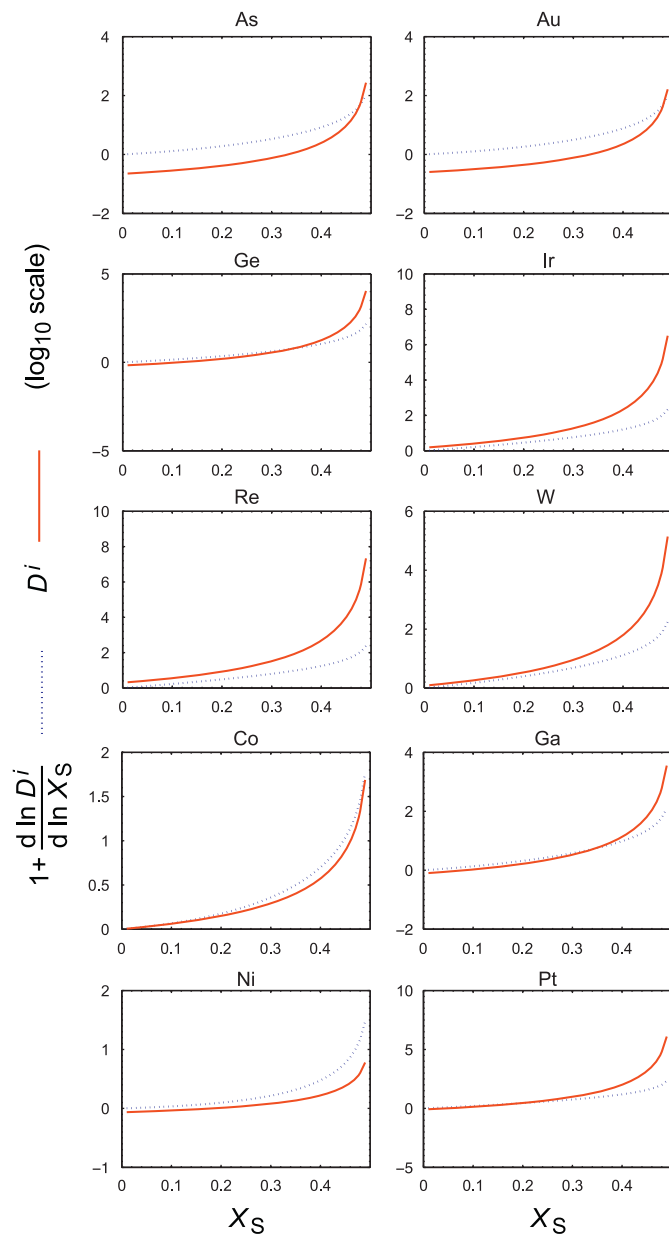


Fig. 2. Apparent compatibility in the record of concentrations in solids. Plot of D^i (red solid line) and $1+d \ln D^i/d \ln X_S$ (blue dotted line) vs X_S using the parameters of Chabot and Jones (2003) (see Eqs. (3) and (15)). Slopes in binary plots change sign when the two curves intercept and not when D^i crosses the value of 1. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

of Chabot and Jones (2003) over a range of X_S extending between 0 and 50 wt%. Whenever $D^i < 1+d \ln D^i/d \ln X_S$, element i seems to behave ‘incompatibly’ over an extended range of X_S values, even when $D^i \gg 1$. For a melt with little C and P, this is clearly the case for As and Au up to $X_S=0.48$, the value at which $D^i=43$ and 54, respectively, and of Pt up to $X_S=0.195$ ($D^i=2.8$). Likewise, for both Ni and Co, $D^i < 1+d \ln D^i/d \ln X_S$, regardless of the value of X_S , is in agreement with the positive correlation between Au, Co, and Ni observed by Wasson and Richardson (2001). There is no cross-over of the curves for Ir, Re, and W, which are truly incompatible elements in the melt and behave as such in the solid.

The behavior of Ga and Ge has so far eluded any simple explanation (Wasson and Richardson, 2001; McCoy et al., 2011) because the trend of the elements vs Au rolls over beyond a certain value. This is predicted by the intersection of their D^i and $1+d \ln D^i/d \ln X_S$ curves at about the same value of $X_S=34$ wt% ($D^i=5.3$ and 5.9). The cross-over X_S decreases to 31 wt% if α , the sum of carbon+phosphorus, rises to 2%, an upper limit of the contents used in experiments (Chabot et al., 2006). The Ga and Ge data on IVAs therefore are a strong indication that upon thermal and chemical evolution the X_S of the melt crossed a critical value indicative of a high S content, much higher than the 0.5–9% contents used so far in the literature (Chabot et al., 2006; Goldstein et al., 2009; McCoy et al., 2011). A consequence of such high X_S values is that, although the contents of only few elements (Ni and As) increase with Au, all elements considered, including Au and As, are definitely compatible in the magmatic sense ($D^i > 1$).

4.2. Fractional crystallization

We used the smoothed values of s^i calculated at the concentration of the reference element for each non-reference element and for each sample, then minimized Eq. (8) with respect to X_S values. This equation is justified by the very incompatible behavior of sulfur at low concentrations in molten iron (Kubaschewski, 1982). We tested two choices of reference element, Au for its incompatibility, and Ir for its compatibility (Figs. 3 and 4). Nickel would have been interesting for its lack of fractionation, but its large concentration in irons and the curvature of its solidus and liquidus (Kubaschewski, 1982) make this element deviate too much from Henry’s law behavior. We also computed results for a fraction of carbon+phosphorus $\alpha=0.05$ (Fig. 5). For both Au and Ir,

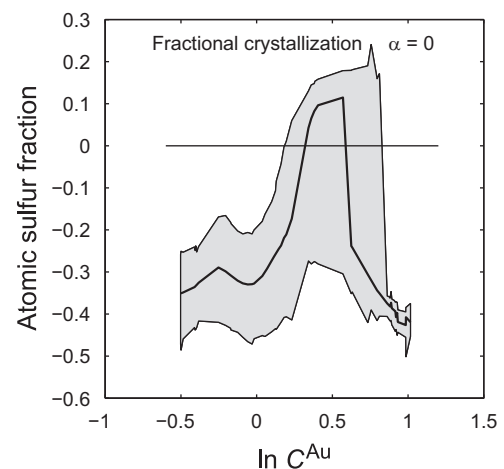


Fig. 3. Variability of X_S during fractional crystallization of a single batch of molten iron. Au was used as the reference element and we assumed that the concentration α of C+P=0. The heavy line represents the results of the least-square calculation. The shaded domain represents the 95% confidence interval of 1000 Monte Carlo models using the errors calculated from the residuals of s^i .

regardless of the α values, the computed sulfur concentrations are significantly negative across most of the sample set. The fractional crystallization model predicts negative X_S and therefore fails. Changing the C+P content of the melt (α) affects X_S by about the same amount but does not bring it back to positive values. Such a failure is consistent with the results of forward modeling by Wasson and Richardson (2001) and Chabot and Jones (2003). Chabot and Jones (2003), Chabot (2004), Chabot et al. (2006), and Goldstein et al. (2009) obtained reasonable fits for individual elements, but with different initial S concentrations, 9% for Ir and 3% for Ga.

In order to solve what they perceived as a conundrum, Wasson and Richardson (2001) invoked the presence of trapped melt (see their Fig. 7). The effect of interstitial melt is only significant for incompatible elements, while we demonstrated in the previous sections that (i) as a result of high X_S all the elements are compatible and (ii) interstitial melt does not modify the behavior of compatible elements in log-log plots. The corollary of these conclusions is that entrapment of interstitial melt does not improve the suitability of fractional crystallization to explain siderophile elements in IVAs.

As captured by Eq. (3), what we perceive as a failure of the fractional crystallization model is that all explicit models used so

far left out the $d \ln D^i / d \ln X_S$ term (e.g., Wasson, 1999, p. 2881, Wasson and Richardson, 2001, p. 963, Walker et al., 2008, Eq. (1) and McCoy et al., 2011). When D^i 's vary significantly with X_S , solids and liquids should be modeled with appropriate equations. The most important consequence of the present correction is that it brings the sulfur content of the melt to negative values, much lower than those of the previous models.

4.3. Partial melting

Although a partial melting model may not *a priori* seem relevant in the context of asteroidal cores, it actually turns out to be a good representation of the chemical evolution of residual solid during the compaction of a molten medium (McKenzie, 1984; Richter and McKenzie, 1984; Ribe, 1985a; Richter, 1985). Compaction is a process in which viscous deformation of the solid column under its own weight expels interstitial melt and its physics has recently been reanalyzed by Šrámek et al. (2007) with emphasis on surface tension. Compaction is only significant in a boundary layer, over the length scale δ_c of the 'compaction length'. δ_c decreases with melt viscosity and increases with porosity and solid effective viscosity (McKenzie, 1984; Richter and McKenzie, 1984), but is efficient at extracting melt, especially at high temperatures. Phase separations by compaction of planetesimals and planetary embryos molten by ^{26}Al decay and impacts have been advocated as the main mechanism of planetary differentiation (Šrámek et al., 2012). Extraction of interstitial liquids from a compacting column was initially described by fractional melting equations (McKenzie, 1985; Richter and McKenzie, 1984). Fractional (distillation) removal, however, is unsuitable for the concentration patterns of incompatible elements such as S, P, and C in residues, because at least sulfur, and probably silicon and carbon as well, should be quantitatively washed off into the very first melt fractions. In contrast, Richter (1985) demonstrated that batch partial melting equations give a suitable representation of compaction. Likewise, Ribe (1985b) and Spiegelman and Elliott (1993) also concluded from their physical models that partial melting equations adequately describe concentration patterns created by porous flow. In either case, the picture emerging is that of a eutectic Fe–S melt ($T \geq 988$ K) (Kubaschewski, 1982) percolating through a matrix of solid iron and scavenging siderophile elements trapped with sulfides during accretion. We used the same set of smoothed values of s^i as in the previous section to calculate the X_S values from the minimum of Eq. (18) (Figs. 6 and 7) using Au and Ir as reference elements. The results for both elements are very similar. We made the arguable assumption that the sulfur content $X_S^0 = 0.02$ of the source is the same for every sample. The computed X_S concentrations are now positive for all the elements and typically fall near 45 wt% regardless of the parameters chosen. Under these conditions, $D^i > 1$ for every element, including Au and As. Overall, the level of consistency, as well as errors, are better for Ir, which is consistent with the observation by Chabot et al. (2006) that Ir smoothly follows Chabot and Jones' (2003) parameterization regardless of the carbon content of the melt. Walker et al. (2008) and McCoy et al. (2011) also contend that Ir is the prime choice for describing the petrological evolution of iron meteorites. We also computed results for a fraction of carbon+phosphorus $\alpha = 0.05\%$ (Fig. 8).

As explained in a previous section, forward modeling is not possible because source concentrations before melt extraction are unknown. Using Au as a reference, a plot of $C_0^i = C_s^i [F + D^i(1-F)] / [D^i C_0^s]$, where C_s^i stands for the measured concentration in each sample, shows that the assumption of a unique source concentration for all samples holds reasonably well for Ga, Ge, Ni, Co, and Pt over most of the concentration range (Fig. 9). In contrast, C_0^i steadily increases for W, As, Re, and Ir. Using Ir

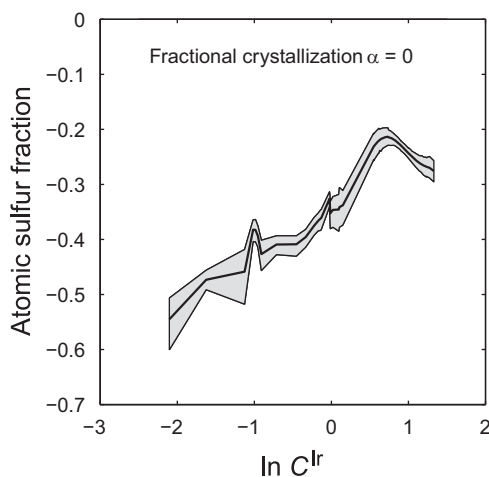


Fig. 4. Variability of X_S during fractional crystallization of a single batch of molten iron. Ir was used as the reference element and we assumed that the concentration α of C+P=0. See caption to Fig. 3.

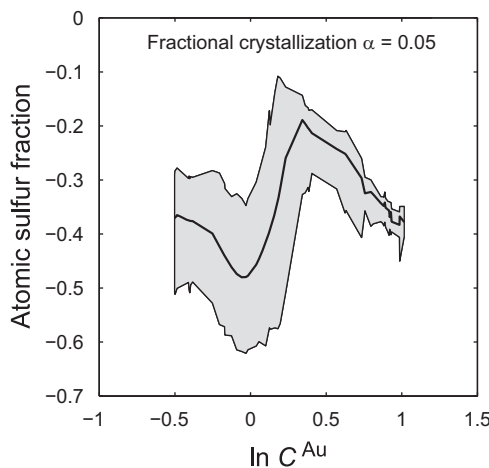


Fig. 5. Variability of X_S during fractional crystallization of a single batch of molten iron. Au was used as the reference element and we assumed that the concentration α of C+P=0.05. See caption to Fig. 3.

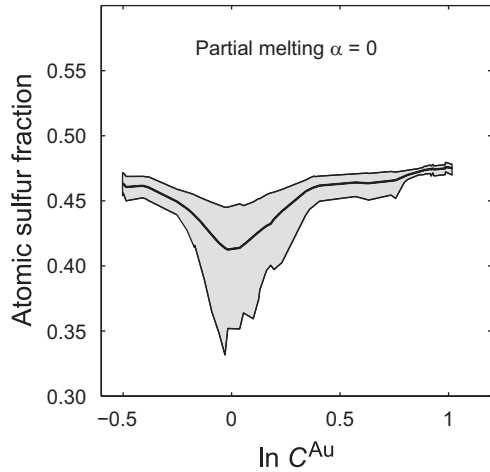


Fig. 6. Variability of X_S during the partial melting of a solid metal core with $X_S^0 = 0.02$. Au was used as the reference element and we assumed that the concentration α of C+P=0. The heavy line represents the results of the least-square calculation. The shaded domain represents the 95% confidence interval of 1000 Monte Carlo models using the errors calculated from the residuals of s^i .

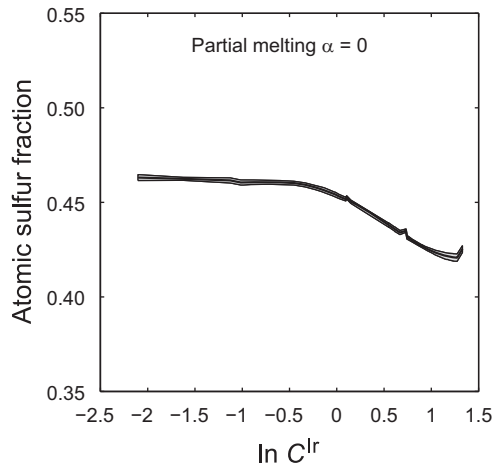


Fig. 7. Variability of X_S during the partial melting of a solid metal core with $X_S^0 = 0.02$. Ir was used as the reference element and we assumed that the concentration α of C+P=0. See caption to Fig. 6.

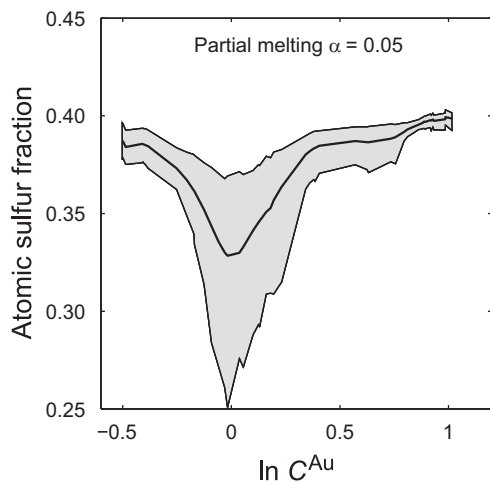


Fig. 8. Variability of X_S during the partial melting of a solid metal core with $X_S^0 = 0.02$. Au was used as the reference element and we assumed that the concentration α of C+P=0.05. See caption to Fig. 6.

as a reference does not bring more elements to agreement. We suggest that wherever the patterns depart from a constant value, the elements are sensitive to the amount of carbon in the melt. Chabot et al. (2006) indeed concluded from their experiments that some elements (As, Ga, Ge, Ir, and Pt) are rather insensitive to the C content of the melt, whereas carbon causes a departure of others (Co, W, and, to an even greater extent, Re) from the parameterization of Chabot and Jones (2003). The misfit seems to correlate to a large extent with the value of the parameter β and may reflect a memory of variations acquired during the crystallization of the core. A better coverage of the C+S concentration space and, as discussed by Chabot et al. (2006), an improved formulation are clearly needed to improve D^i parameterization. A different possibility remains that the batch partial melting formulation is too simplistic to account for the melting process (Šrámek et al., 2007).

Overall, compaction modeling provides a more successful outcome, not the least the positive, consistent, and logical S contents derived using both Ir and Au as reference elements, than fractional crystallization. As shown by Eq. (15), melting is not simply the reverse pathway of crystallization. In the case of melting, compatible elements remain largely buffered by the solid phase, while incompatible elements quickly vary when F increases. In the case of fractional crystallization, incompatible element concentrations vary very slowly, while compatible elements are quickly discharged from the melt when F decreases. The error bars are rather narrow, which validates the original parameterization of Chabot and Jones (2003). A noticeable result is the high and rather constant concentration X_S of sulfur in partial melts (0.4–0.5) across the entire sample set. Conspicuously, this concentration is indistinguishable from that of the Fe–S eutectic (Kubaschewski, 1982; Okamoto, 1991). The eutectic effect is reinforced by the steepness of the liquidus and by the low solubility of sulfur in the metal. Changing X_S^0 affects, as expected, the degree of melting, but not significantly the concentration of sulfur in the partial melts, implying that the values of X_S are probably robust. Again, changing the concentration of the (C+P)/S

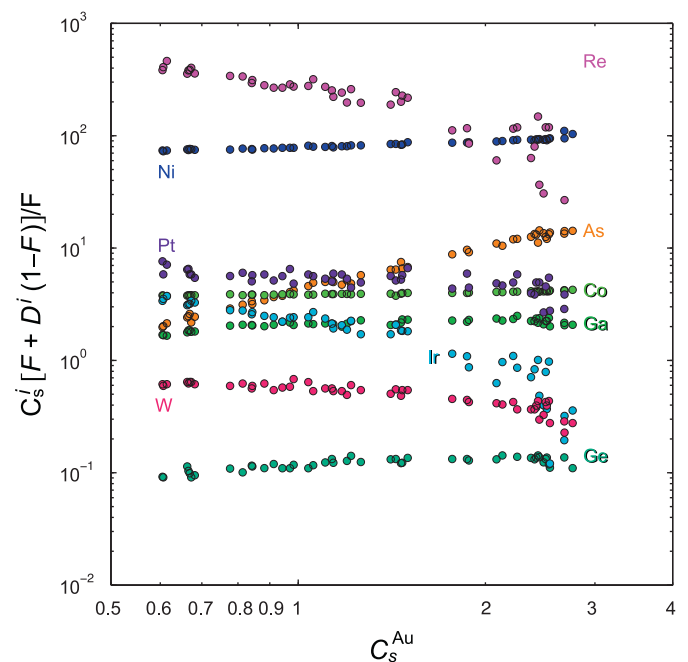


Fig. 9. Plot of $C_s^i = C_s^i [F + D^i(1-F)] / [D^i C_s^0]$, where C_s^0 is the concentration in the solid before melting, vs C_s^Au . The partial melting model predicts horizontal lines, which is the case for Ga, Ge, Ni, Co, and Pt. The changing C_s^0 obtained for W, As, Re, and Ir may be related to a dependence on X_S^0 very different from that of the reference element Au or reflect a memory of variations acquired during the crystallization of the core.

(γ) ratio has little effect on X_S . Although the presence of P in IVA irons has been documented (Lewis and Moore, 1971), this element has little impact on the results.

4.4. ¹⁸²Consequences

Because of the strong D^i – X_S correlations (Jones and Drake, 1983; Jones and Malvin, 1990; Jana and Walker, 1997; Chabot, 2004), the definition of g^i (Eq. (3)) makes it clear that siderophile element concentrations in IVA irons do not track melt fractions as they also depend on X_S . Nevertheless, although a partial melting interpretation does not require that the IVA samples define an ordered petrological sequence, the negative correlation between Ni contents and metallographic cooling rates dT/dt (Haack et al., 1996; Rasmussen et al., 1995; Yang et al., 2007, 2008) demonstrates that these meteorites reflect some sort of progression, most likely that of the IVA irons representing samples taken at different depths in a column of solid after the sulfidic liquid was expelled. This progression is widely seen as evidence that the IVA asteroidal core cooled inward, presumably by projections of large-size dendrites (Esbensen and Buchwald, 1982; Sellamuthu and Goldstein, 1983; Haack and Scott, 1992). The Fe–Ni phase diagram (Kubaschewski, 1982) indicates that in molten metal Ni is neutrally compatible ($D^{Ni} \approx 1$). What the present model shows is that the dependency of D^{Ni} on X_S makes Ni appear mildly incompatible in the solid record. It therefore correlates negatively with strongly compatible elements such as Ir ($S_{Ir}/S_{Ni} \ll 0$). A positive correlation between F and the cooling rate dT/dt hence is expected. In the context of a solid core compacting after incipient melting, the high-Ni samples must have lost smaller-degree melts but have cooled more slowly than the low-Ni samples. Such a relationship is difficult to reconcile with existing models of thermal evolution (e.g., Kunihiro et al., 2004; Yang et al., 2007). It may reflect that high-Ni samples correspond to weaker heat sources and less efficient removal of latent heat by compaction. It is likely that percolation of small-degree melts in the weak gravity field of an asteroid is geochemically and thermally inefficient. In contrast, the high strain-rate created by impacts should have a stronger effect. It is now well documented that shear applied to a porous matrix creates bands of low and high porosity and forces melts to migrate in high-porosity channels along the planes of minimum stress (Scott and Stevenson, 1984; Richardson, 1998; Kohlstedt and Holtzman, 2009). Despite the uncertainties on the physics of melt extraction, a major outcome of the present modeling is that inward (dendritic) crystallization of the IVA core is unnecessary.

²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb evidence that troilite (FeS) from two IVA irons, Muonionalusta and Gibeon, evolved for over 4.5 Ga with very low Th/U, 0.3 (Blichert-Toft et al., 2010) instead of 3.9 as for all other planetary objects, seems to require the presence of sulfide-rich liquid. Such massive Th/U fractionation by high-temperature petrological processes is extremely rare. Murrell and Burnett (1986) demonstrated that at low pressure and relatively low temperatures (< 1300 °C), U preferentially partitions into liquid Fe–FeS with respect to silicate liquids, whereas Th remains consistently in the silicate melt. Uranium presumably fractionates into sulfide-rich liquids containing an oldhamite (CaS) component (Furst et al., 1982). In contrast, similar Th/U fractionation is not observed at high temperatures (Murrell and Burnett, 1986; Wheeler et al., 2006). Lead isotope evidence on IVA irons therefore suggests that U has been selectively concentrated into percolating Fe–S eutectic liquids.

The present results hence indicate that, together with sulfide-rich interstitial liquid, minute amounts of silicate melts were extracted from a core that was largely solid but containing interstitial liquid. Blichert-Toft et al. (2010) proposed a similar

explanation for the origin of troilite blebs in iron meteorites. This is an enigmatic situation. The cores of planets and asteroids are unlikely to have crystallized primary silicates and sulfides because these minerals are extremely buoyant in molten iron (Wasson et al., 2006). In addition, the scarcity of silicates in IVAs (Scott et al., 1996) and the presence of phosphides and carbides reflect fairly reducing conditions. Nevertheless, Cr concentrations change with over a factor of 20 across the sample set (Wasson and Richardson, 2001), whereas this element is neutrally compatible in metal (Kubaschewski, 1982). Such a behavior betrays the presence of Cr-rich phases and indeed chromite is rather common in IVAs (Wasson and Richardson, 2001). Minor amounts of oxygen may, therefore, have been present that allowed trace amounts of molten silicates to exsolve. It has been argued that the silicates present in a few IVAs have been mechanically introduced at a late stage into a dendritic network (Ulff-Møller et al., 1995) or into fully solidified metal (Wasson et al., 2006). However, metallurgical evidence that S and Al are sparingly soluble in iron at low pressure (Kubaschewski, 1982; Okamoto, 1991; Eleno et al., 2006) suggests that minute fractions of silicate and sulfur eventually unmix from solid iron upon cooling. We propose that the energy of melting was provided by ²⁶Al disseminated in the core prior to sulfide and silicate melt extraction. Radioactive heating by ²⁶Al was dismissed by Kunihiro et al. (2004), but only on the assumption that the asteroid formed several Ma after Solar System formation, i.e., much later than Pb–Pb (Blichert-Toft et al., 2010) and Hf–W (Blichert-Toft et al., 2010; Kruijer et al., in press) chronometers now indicate, after most of ²⁶Al had decayed. Evidence is growing that the concentration of ⁶⁰Fe in the solar nebula did not exceed the galactic background (Quitté et al., 2010; Moynier et al., 2011) and this nuclide is therefore an unlikely significant heat source within the IVA asteroid. Additionally, the asteroid may have been heavily battered by numerous impactors, which contributed extra energy and further enhanced melting and melt extraction. Upon incipient melting, compaction and upward expulsion of interstitial melts by the shear of impacts should occur very rapidly.

5. Conclusions

We show that the apparent order of incompatibility during solid–melt segregation deduced from binary plots of siderophile elements is misleading as a result of the strong dependency of partition coefficients on the sulfur content of the melt. The sequence of siderophile element concentrations in IVA irons is better explained by the equations of batch partial melting than by those of fractional crystallization, whether interstitial liquid is considered or not. The misfit for Re is due to the presence of carbon and may reflect memory of variations acquired during the crystallization of the core. The successful formalism of partial melting indicates that IVA irons were the result of compaction of a column of solid material containing interstitial melt. Because of the high sulfur content of the melts, all the elements are compatible and the effect of interstitial melt can be neglected. Th/U fractionation is consistent with some silicate melt being extracted together with sulfides. We interpret the IVA iron meteorites as residues of eutectic Fe–S melt extraction. This conclusion accounts for the negative correlation between Ni contents and metallographic cooling rates without having to resort to inward crystallization. Heating by ²⁶Al and/or impacts are two potential means of bringing about partial melting of an early asteroid core.

Acknowledgments

Discussions with Bernard Bourdon, Raj Dasgupta, Mary Horan, and Cin-Ty Lee are gratefully acknowledged. Funding by the

Agence Nationale de la Recherche (the T-Tauri-Chem and M&Ms grants) and the Programme National de Planétologie made this work possible. We are grateful to Munir Humayun and Rich Walker for inspiring comments on the manuscript.

References

- Albarède, F., 1976. Some trace element relationships amongst liquid and solid phases in the course of the fractional crystallization of magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 667–673.
- Albarède, F., 1995. *Introduction to Geochemical Modeling*. Cambridge University Press.
- Blichert-Toft, J., Moynier, F., Lee, C.-T.A., Telouk, P., Albarède, F., 2010. The early formation of the IVA iron meteorite parent body. *Earth Planet. Sci. Lett.* 296, 469–480.
- Buchwald, V.F., 1975. *Handbook of Iron Meteorites, their History, Distribution, Composition, and Structure*. University of California Press, Berkeley.
- Chabot, N.L., 2004. Sulfur contents of the parental metallic cores of magmatic iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 3607–3618.
- Chabot, N.L., Drake, M.J., 1999. Crystallization of magmatic iron meteorites: the role of mixing in the molten core. *Meteor. Planet. Sci.* 34, 235–246.
- Chabot, N.L., Jones, J.H., 2003. The parametrization of solid metal–liquid metal partitioning of siderophile elements. *Meteor. Planet. Sci.* 38, 1425–1436.
- Chabot, N.L., Campbell, A.J., Jones, J.H., Humayun, M., Lauer Jr., H.V., 2006. The influence of carbon on trace element partitioning behavior. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 1322–1335.
- Chabot, N.L., Haack, H., 2006. Evolution of asteroidal cores. In: Lauretta, D.S., McSween, H.Y. (Eds.), *Meteorites and the Early Solar System II*. University of Arizona, Tucson, pp. 747–771.
- Eleno, L., Frisk, K., Schneider, A., 2006. Assessment of the Fe–Ni–Al system. *Intermetallics* 14, 1276–1290.
- Esbensen, K.H., Buchwald, V.F., 1982. Planet(oid) core crystallization and fractionation—evidence from the Agpalilik mass of the Cape York iron meteorite shower. *Phys. Earth Planet. Inter.* 29, 218–232.
- Furst, M.J., Stapanian, M.I., Burnett, D.S., 1982. Observation of non-lithophile behavior for U. *Geophys. Res. Lett.* 9, 41–44.
- Goldberg, E., Uchiyama, A., Brown, H., 1951. The distribution of nickel, cobalt, gallium, palladium and gold in iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 2, 1–25.
- Goldstein, J.I., Scott, E.R.D., Chabot, N.L., 2009. Iron meteorites: crystallization, thermal history, parent bodies, and origin. *Chemie der Erde—Geochem.* 69, 293–325.
- Haack, H., Scott, E.R.D., 1992. Asteroid core crystallization by inward dendritic growth. *J. Geophys. Res.* 97, 14727–14734.
- Haack, H., Scott, R.D., 1993. Chemical fractionations in Group IIIAB iron meteorites: origin by dendritic crystallization of an asteroidal core. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 3457–3472.
- Haack, H., Scott, E.R.D., Love, S.G., Brearley, A.J., McCoy, T.J., 1996. Thermal histories of IVA stony-iron and iron meteorites: evidence for asteroid fragmentation and reaccretion. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 3103–3113.
- Jana, D., Walker, D., 1997. The influence of sulfur on partitioning of siderophile elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 5255–5277.
- Jones, J.H., Drake, M.J., 1983. Experimental investigations of trace element fractionation in iron meteorites, II: the influence of sulfur. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 1199–1209.
- Jones, J.H., Malvin, D.J., 1990. A nonmetal interaction model for the segregation of trace metals during solidification of Fe–Ni–S, Fe–Ni–P, and Fe–Ni–S–P alloys. *Metal. Trans. B* 21B, 697–706.
- Kohlstedt, D.L., Holtzman, B.K., 2009. Shearing melt out of the earth: an experimentalist's perspective on the influence of deformation on melt extraction. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 37, 561–593.
- Kruijer, T.S., Fischer-Gödde, M., Kleine, T., Sprung, P., Leya, I., Wieler, R., Neutron capture on Pt isotopes in iron meteorites and the HfW chronology of core formation in planetesimals. *Earth Planet. Sci. Lett.* <http://dx.doi.org/ezproxy.rice.edu/10.1016/j.epsl.2012.10.014>, in press.
- Kubaschewski, O., 1982. *Iron-Binary Phase Diagrams*. Springer-Verlag, New York Inc.
- Kunihiro, T., Rubin, A.E., McKeegan, K.D., Wasson, J.T., 2004. Initial 26Al/27Al in carbonaceous-chondrite chondrules: too little 26Al to melt asteroids. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 2947–2957.
- Lewis, C.F., Moore, C.B., 1971. Chemical analyses of thirty-eight iron meteorites. *Meteoritics* 6, 195–205.
- McCoy, T.J., Walker, R.J., Goldstein, J.I., Yang, J., McDonough, W.F., Rumble, D., Chabot, N.L., Ash, R.D., Corrigan, C.M., Michael, J.R., Kotula, P.G., 2011. Group IVA irons: new constraints on the crystallization and cooling history of an asteroidal core with a complex history. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 6821–6843.
- McKenzie, D., 1984. The generation and compaction of partially molten rocks. *J. Petrol.* 25, 713–765.
- McKenzie, D., 1985. 230Th–238Th disequilibrium and the melting processes beneath ridge axes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 72, 149–157.
- Moynier, F., Blichert-Toft, J., Wang, K., Herzog, G.F., Albarède, F., 2011. The elusive Fe-60 in the Solar Nebula. *Astrophys. J.*, 741–771.
- Murrell, D.S., Burnett, M.T., 1986. Partitioning of K, U, and Th between sulfide and silicate liquids: implications for radioactive heating of planetary cores. *J. Geophys. Res.* 91, 8126–8136.
- Okamoto, H., 1991. The Fe–Se (iron–selenium system). *J. Phase Equil.* 12, 383–389.
- Quitté, G., Markowski, A., Latkoczy, C., Gabriel, A., Pack, A., 2010. Iron-60 heterogeneity and incomplete isotopes mixing in the early Solar System. *Astrophys. J.* 720, 1215–1224.
- Rasmussen, K.L., Ulf-Müller, F., Haack, H., 1995. The thermal evolution of IVA iron meteorites: evidence from metallographic cooling rates. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3049–3059.
- Ribe, N.M., 1985a. The deformation and compaction of partial molten zones. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 83, 487–501.
- Ribe, N.M., 1985b. The generation and composition of partial melts in the Earth's mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.* 73, 361–376.
- Richardson, C.N., 1998. Melt flow in a variable viscosity matrix. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1099–1102.
- Richter, F.M., McKenzie, D., 1984. Dynamical models for melt segregation from a deformable matrix. *J. Geol.* 92, 729–740.
- Richter, F.M., 1985. Simple models for trace element fractionation during melt segregation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 77, 333–344.
- Sellamuthu, R., Goldstein, J.I., 1983. Experimental study of segregation in plane front solidification and its relevance to iron meteorite solidification. *J. Geophys. Res.* 88, B343–B352.
- Scott, D.R., Stevenson, D.J., 1984. Magma solitons. *Geophys. Res. Lett.* 11, 1161–1164.
- Scott, E.R.D., 1972. Chemical fractionation in iron meteorites and its interpretation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 1205–1236.
- Scott, E.R.D., Haack, H., McCoy, T.J., 1996. Core crystallization and silicate-metal mixing in the parent body of the IVA iron and stony-iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1615–1631.
- Scott, E.R.D., Wasson, J.T., 1975. Classification and properties of iron meteorites. *Rev. Geophys. Space Phys.* 13, 527–546.
- Spiegelman, M., Elliott, T., 1993. Consequences of melt transport for uranium series disequilibrium in young lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 118, 1–20.
- Šrámek, O., Ricard, Y., Bercovici, D., 2007. Simultaneous melting and compaction in deformable two-phase media. *Geophys. J. Int.* 168, 964–982.
- Šrámek, O., Milleli, L., Ricard, Y., Labrosse, S., 2012. Thermal evolution and differentiation of planetesimals and planetary embryos. *Icarus* 217, 339–354.
- Ulf-Møller, F., Rasmussen, K.L., Prinz, M., Palme, H., Spettel, B., Kallemeyn, G.W., 1995. Magmatic activity on the IVA parent body: evidence from silicate-bearing iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 4713–4728.
- Walker, R.J., McDonough, W.F., Honesto, J., Chabot, N.L., McCoy, T.J., Ash, R.D., Bellucci, J.J., 2008. Modeling fractional crystallization of group IVB iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 2198–2216.
- Wasson, J.T., 1985. *Meteorites: Their Record of Early Solar System History*. W.H. Freeman and Company.
- Wasson, J.T., 1999. Trapped melt in IIIAB irons; solid/liquid elemental partitioning during the fractionation of the IIIAB magma. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 2875–2889.
- Wasson, J.T., Richardson, J.W., 2001. Fractionation trends among IVA iron meteorites: contrasts with IIIAB trends. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 951–970.
- Wasson, J.T., Matsunami, Y., Rubin, A.E., 2006. Silica and pyroxene in IVA irons; possible formation of the IVA magma by impact melting and reduction of L–LL-chondrite materials followed by crystallization and cooling. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 3149–3172.
- Wheeler, K.T., Walker, D., Fei, Y., Minarik, W.G., McDonough, W.F., 2006. Experimental partitioning of uranium between liquid iron sulfide and liquid silicate: implications for radioactivity in the Earth's core. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 1537–1547.
- Willis, J., Goldstein, J.I., 1982. The effects of C, P, and S on trace element partitioning during solidification in Fe–Ni alloys. *J. Geophys. Res.* 87, A435–A445.
- Yang, J., Goldstein, J.I., Scott, E.R.D., 2007. Iron meteorite evidence for early formation and catastrophic disruption of protoplanets. *Nature* 446, 888–891.
- Yang, J., Goldstein, J.I., Scott, E.R.D., 2008. Metallographic cooling rates and origin of IVA iron meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 3043–3061.

B.3 Approche analytique

Les modélisations ont mis en évidence l'importance des météorites de fer magmatiques pour la compréhension des premières étapes de formation et de différenciation des corps planétaires. De plus, les météorites de fer permettent une contrainte sur la composition du système solaire, indépendamment des chondrites qui sont des objets moins âgés que les météorites de fer. L'approche analytique repose sur la séparation et la mesure des concentrations et des rapports isotopiques des éléments lithophiles qui, malgré leur faible affinité avec le métal, intègrent en faible proportion les deux phases métalliques kamacite et taenite.

Le travail s'est séparé en deux phases avec dans un premier temps une mesure de la concentration dans la phase métallique des éléments lithophiles Sr, REE, Hf, Th, U, ainsi que l'élément Pb, puis la mise en place d'un protocole permettant la purification et l'analyse de ces mêmes éléments à partir d'une matrice métallique.

B.3.1 Détermination des concentrations

Les concentrations ont été évaluées par spectrométrie de masse à source plasma ICP-MS avec un appareil à haute résolution, le Thermo Element 2 du parc analytique de l'ENS Lyon. La forte charge de la matrice, 90 wt% de fer (Fe) et 10 wt% de nickel (Ni), a empêché toutes tentatives de passage direct sur la machine après une simple opération d'attaque chimique et de dilution. Après mise en solution des ions par ajout d'HCl* 6N, le fer a été retiré par extraction liquide-liquide (Dodson et al., 1936; Myers et al., 1950) avec un mélange 2/1 HCl* 8N et d'isopropyl-ether respectivement. Cette extraction ne permet pas le maintien en solution des ions Hf, Th, ou U, c'est pourquoi une solution de 0.05 N d'acide fluorhydrique a été ajoutée (Fig. B.1).

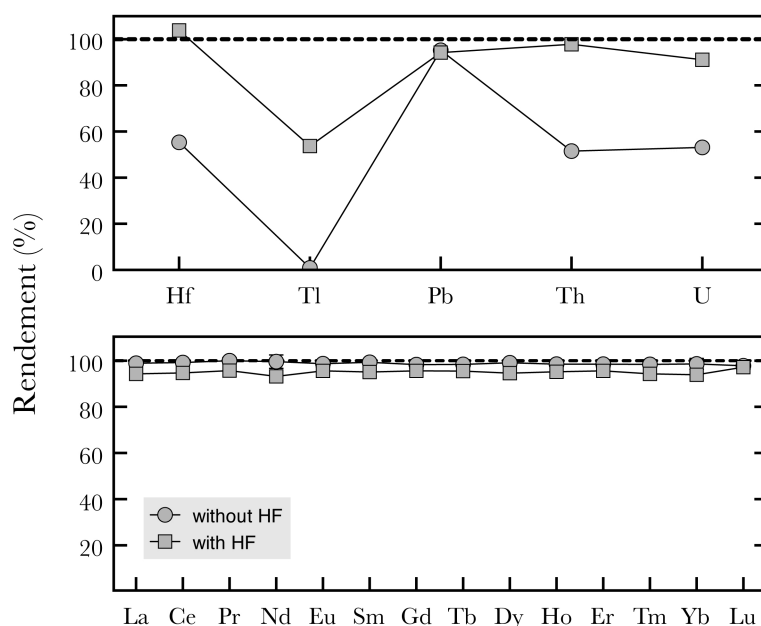


FIGURE B.1: Rendement de la conservation des éléments dans la phase aqueuse après extraction liquide-liquide par acide chlorhydrique à 8 mol.L^{-1} et isopropyl-ether, avec et sans ajout d'acide fluorhydrique à 0.05 mol.L^{-1} .

Malgré le retrait du Fe, la présence de Ni a fortement influencée la transmission des éléments dans l'ICP-MS, notamment lorsque la concentration excède 0.25 g.L^{-1} . Cela a imposé la mesure de la concentration des éléments lithophiles en dessous du $\mu\text{g.L}^{-1}$ et malgré la sensibilité des collecteurs de l'Element 2, les résultats n'ont pas été reproductifs entre les différentes sessions de mesure.

Des données sont tout de même disponible pour les phases troilites, grâce à des mesures in-situ par ablation laser, ou LA-ICP-MS, effectuées à Rice University, USA. Ces données sont disponibles dans la table 1 de Blichert-Toft et al. (2010a).

B.3.2 Purification chimique

La purification des éléments lithophiles à partir d'une matrice métallique est dépendante du retrait des deux éléments majeurs Fe et Ni. Fe est éliminé par extraction liquide-liquide conformément à ce qui a été réalisée pour les mesures des concentrations. L'extraction de

Ni a été plus difficile et n'a toujours pas été satisfaisante à ce jour.

La première méthode employée à été l'extraction liquide-liquide avec une solution de dimethylglyoxime (DMG) (Malissa and Gomiscek, 1959), un produit utilisé pour purifier Ni dans le cadre des analyses isotopiques (Shimamura and Lugmair, 1983; Quitte and Oberli, 2006). Cependant le rendement n'est pas optimum pour des masses initiales de l'ordre du gramme. La formation de sulfure de Ni par ajout d' H_2S gazeux a été envisagée suite aux purifications effectuées par Moynier (2006). Cette méthode permet une suppression efficace du nickel mais les REE et autres éléments lithophiles sont absorbés par le sulfure de Ni et le meilleur rendement suite à l'ajout de 0.05N HF est loin d'être bon pour poursuivre avec des analyses isotopiques et élémentaires (Fig. B.2).

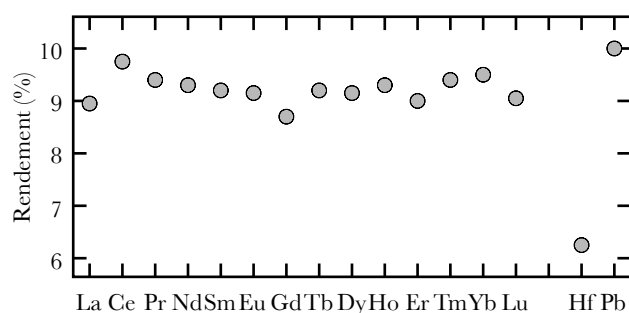


FIGURE B.2: Rendement de la purification des REE et d'autres éléments lithophiles par formation de sulfures de nickel dans les conditions de concentration d'une météorite de fer.

Plusieurs expériences ont été menées pour extraire Ni sous forme d'hydroxydes de Ni en rendant la solution ionique basique mais tout comme les sulfures de Ni, les éléments lithophiles sont absorbés par le solide. Nous avons repris des expériences de purification liquide-liquide avec des produits de l'industrie comme le Cyanex 301, un solvant organique (Mihaylov, 2003; Jakovljevic et al., 2004), l'acide phosphinique ou le silica gel (Sarkar et al., 1996). Ces produits nécessitent une purification en plusieurs étapes au cours desquelles les éléments lithophiles sont perdus. Une formation de Ni métallique par électrolyse a été

menée sur plusieurs expériences à partir d'électrodes en carbone, des plaques de platine
1875 et des plaques de nickel. Il s'avère que le système platine-nickel est le plus efficace pour
éliminer Ni (Fig. B.3) à partir d'une solution ionique mais une fois encore les éléments
lithophiles ont été absorbés dans le métal formé. Les derniers tests d'extraction du Ni ont
été effectués sur des colonnes cationiques de très gros volume (20 mL de résine) mais la
capacité des colonnes avec le Ni induit une concentration très basse des éléments lithophiles
1880 qui ne sont pas retrouvés après le passage sur colonne.

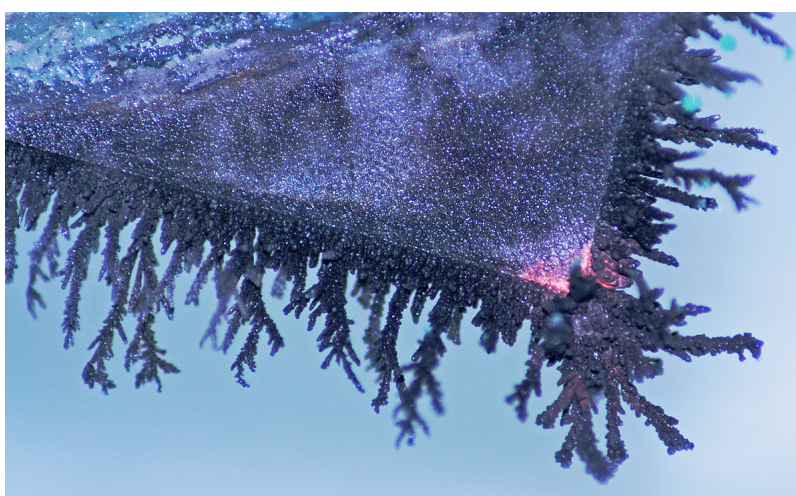


FIGURE B.3: Dépôt de nickel métallique issu d'une solution ionique sur une plaque de nickel lors d'une expérience d'électrolyse.

Les tests suivants se sont focalisés sur l'extraction préférentielle des éléments lithophiles
notamment les REE plutôt que le retrait du Ni. L'utilisation de l'acide HDEHP par extrac-
tion liquide-liquide n'a pas permis de séparer les REE trop peu concentrées par rapport à la
matrice. Le résultat a été identique pour l'extraction au BPHA (Vita et al., 1962) des élé-
1885 ments tels que U ou Th. Les tests les plus encourageant ont été obtenus par l'utilisation du
solvant TBP utilisé en industrie (Brown and Sherrington, 1979) mais la contre-extraction
des REE du TBP, que se soit par solvant ou par résine échangeuse d'ions ne permet pas
un rendement optimum (Fig. B.4) et ce malgré de nombreuses configurations essayées.

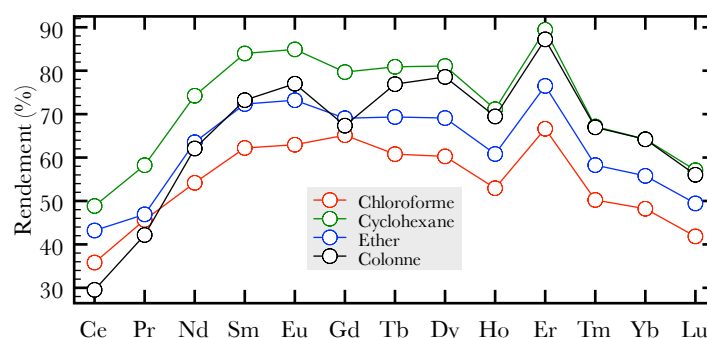


FIGURE B.4: Rendement de la contre-extraction des REE du solvant TBP par divers solvants et par utilisation de résines échangeuses d'ions.

Enfin la dernière méthode utilisée a été le lessivage sélectif des lithophiles (Sutherland, 2002), encore une fois sans succès. Ce nouvel échec après deux années de procédures analytiques a motivé un changement de sujet de thèse vers le projet actuel mais il apparaît que la purification des éléments lithophiles à partir d'une matrice métallique est très difficile compte-tenu des écarts des concentrations très importants entre les métaux majeurs et les éléments visés. Néanmoins, une purification sélective de certains éléments comme les REE peut être envisagée par extraction liquide-liquide avec un solvant approprié à condition de trouver une méthode plus performante pour réaliser la contre-extraction, l'étape la plus critique du processus.

Annexe C

Autres publications et communications

1900 Deux articles supplémentaires ont été publiés pendant la thèse, à partir de travaux ou d'analyses effectués à Rice University avec Cin-Ty Lee. Un troisième papier, Bouchet and Lee (in prep), est en préparation pour une soumission proche au journal Meteoritics and Planetary Science.

- Lee, C.-T.A., Luffi, P., Chin, E.J., Bouchet, R.A., Dasgupta, R., Morton, D.M., Le
1905 Roux, V., Yin, Q.-Z., Jin, D., 2012. Copper systematics in arc magmas and implication for crust-mantle differentiation. Science 336, 64-68.
- Watt, N., Bouchet, R.A., Lee, C.-T., 2011. Exploration of tektite formation processes through water and metal content measurements. Meteoritics and Planetary Sciences 46, 1025-1032.

1910 Des communications orales et poster ont été réalisées lors de congrès internationaux.

- Bouchet, R.A., Blichert-Toft, J., Levander, A., Reid, M.R., Albarède, F., 2013. Western US seismic observations viewed through lead isotope maps. AGU fall meeting V13-2587 (poster).
- Bouchet, R.A., Blichert-Toft, J., Levander, A., Reid, M., Lee, C.-T., Albarède, F.,

- 1915 2013. Formation and deformation of the Western continental crust enhanced by Pb isotopes and seismology. Goldschmidt 2013 (talk).
- Bouchet, R.A., Blichert-Toft, J., Albarède, F., 2012. Core differentiation of the IVA asteroid. Goldschmidt 2012 (talk).
- Lee, C.T., Chin, E., Bouchet, R.A., Luffi, P., Dasgupta, R., Morton, D., Le Roux, V.,
1920 Yin, Q.Z., Albarède, F., Blichert-Toft, J., 2011. Copper systematics in arc magmas and implications for the origin of continents, the Pb-paradox, and copper porphyry deposits. Goldschmidt 2011, Abstract 2278 (invited talk).
- Reid, M., Bouchet, R.A., Blichert-Toft, J., 2011. Melting conditions associated with the Colorado Plateau, USA. Goldschmidt 2011 (invited talk).
- 1925 – Bouchet, R.A., Blichert-Toft, J., Reid, M., Albarède, F., 2011. The Western USA mantle as viewed with the Pb toolbox and body-wave topography. CIDER Tutorial (poster).
- Watt, N., Bouchet, R.A., Lee, C.T., 2011. Exploration of tektite formation processes through water and metal content measurements. 42nd Lunar and Planetary Science
1930 Conference, Abstract 1109 (poster).
- Reid, M.R., Bouchet, R.A., Blichert-Toft, J., and Ramos, F.C., 2009. New Hf isotope perspectives on magma sources beneath the Colorado Plateau, Western U.S.A. EOS Trans. AGU 90, Fall Meet. Suppl., Abstract V54A-03 (invited talk).

Bibliographie

- 1935 Albarede, F., Desauty, A.-M., and Blichert-Toft, J. (2012). A geological perspective on the use of pb isotopes in archeometry. *Archaeometry*, 54 :853–867.
- Albarede, F. and Juteau, M. (1984). Unscrambling the lead model ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48 :207–212.
- 1940 Albarede, F., Telouk, P., Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agranier, A., and Nelson, B. (2004). Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector icpms. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68 :2725–2744.
- Alibert, C., Michard, A., and Albarede, F. (1986). Isotope and trace element geochemistry of colorado plateau volcanics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50 :2735–2750.
- 1945 Allmendinger, R., Sharp, J., von Tish, D., Serpa, L., Brown, L., Kaufman, S., and Oliver, J. (1983). Cenozoic and mesozoic structure of the eastern basin and range province, utah, from cocorp seismic-reflection data. *Geology*, 11 :532–536.
- Amelin, Y., Krot, A., Hutcheon, I., and Ulyanov, A. (2002). Lead isotopic ages of chondrules and calcium–aluminum-rich inclusions. *Science*, 297 :1678–1683.
- 1950 Armstrong, R. (1968). Sevier orogenic belt in nevada and utah. *Geological Society of America Bulletin*, 79 :429–468.
- Artemieva, I., Billien, M., Leveque, J.-., and Mooney, W. (2004). Shear wave velocity, seismic attenuation, and thermal structure of the continental upper mantle. *Geophysical Journal International*, 157 :607–628.
- Asmerom, Y. (1999). Th-u fractionation and mantle structure. *Earth and Planetary Science Letters*, 166 :163–175.
- 1955 Asmerom, Y. (2000). Melting of the earth’s lithospheric mantle inferred from protactinium-thorium-uranium isotopic data. *Nature*, 406 :293–296.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origin and their geodynamic environments. *Lithos*, 46 :605–626.
- 1960 Beard, B. and Johnson, C. (1993). Hf isotope composition of late cenozoic basaltic rocks from northwestern colorado, usa : new constraints on mantle enrichment processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 119 :495–509.
- Beard, B. and Johnson, C. (1997). Hafnium isotope evidence for the origin of cenozoic basaltic lavas from the southwestern united states. *Journal of Geophysical Research*, 102 :20149–20178.

BIBLIOGRAPHIE

- Beaumont, C., Jamieson, R., Nguyen, M., and Lee, B. (2001). Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414 :738–742.
- Becker, H., Horan, M., Walker, R., Gao, S., Lorand, J. P., and Rudnick, R. (2006). Highly siderophile element composition of the earth's primitive upper mantle : constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70 :4528–4550.
- Becker, T. (2012). On recent seismic tomography for the western united states. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13 :1–11.
- Bennett, V. and DePaolo, D. (1987). Proterozoic crustal history of the western united states as determined by neodymium isotopic mapping. *Geological Society of America Bulletin*, 99 :674–685.
- Bird, P. (1979). Continental delamination and the colorado plateau. *Journal of Geophysical Research*, 84 :7561–7571.
- Blichert-Toft, J. (2001). On the lu-hf isotope geochemistry of silicate rocks. *Geostandards Newsletter*, 25 :41–56.
- Blichert-Toft, J., Agranier, A., Andres, M., Kingsley, R., Shilling, J.-G., and Albarede, F. (2005). Geochemical segmentation of the mid-atlantic ridge north of iceland and ridge-hot spot interaction in the north atlantic. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6 :1–27.
- Blichert-Toft, J., Chauvel, C., and Albarede, F. (1997). Separation of hf and lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector-multiple collector icp-ms. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127 :248–260.
- Blichert-Toft, J., Moynier, F., Lee, C.-T., Telouk, P., and Albarede, F. (2010a). The early formation of the iva iron meteorite parent body. *Earth and Planetary Science Letters*, 296 :469–480.
- Blichert-Toft, J., Zanda, B., Ebel, D. S., and Albarede, F. (2010b). The solar system primordial lead. *Earth and Planetary Science Letters*, 300 :152–163.
- Bouvier, A. and Wadhwa, M. (2010). The age of the solar system redefined by the oldest pb–pb age of a meteoritic inclusion. *Nature Geoscience*, 3 :637–641.
- Briqueu, L. and Lancelot, J. (1979). Rb-sr systematics and crustal contamination models for calc-alkaline igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 43 :385–396.
- Broadhurst, J. (1986). Mineral reactions in xenoliths from the colorado plateau; implications for lower crustal conditions and fluid composition. *Geological Society of Londond, Special Publications*, 24 :331–349.
- Brown, C. and Sherrington, L. (1979). Solvent extraction used in industrial separation of rare earth. *Journal of Chemical Technology and Biotechnology*, 29 :193–209.
- Burdick, S., Li, C., Martynov, V., Cox, T., Eakins, J., Mulder, T., Astiz, L., Vernon, F. L., Pavlis, G. L., and van der Hilst, R. D. (2008). Upper mantle heterogeneity beneath north america from travel time tomography with global and usarray transportable array data. *Seismological Research Letters*, 79 :384–392.
- Cameron, K., Robinson, J., Niemeyer, S., Nimz, G., Kuentz, D., Harmon, R., Bohlen, S., and Collerson, K. (1992). Contrasting styles of pre-cenozoic and mid-tertiary crustal evolution in northern mexico : evidence from deep crustal xenoliths from la olivina. *Journal of Geophysical Research*, 97 :17353–17376.

- Cammarano, F., Goes, S., Vacher, P., and Giardini, D. (2003). Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 138 :197–222.
- 2005 Carlson, R. and Nowell, G. (2001). Olivine-poor sources for mantle-derived magmas : Os and hf isotopic evidence from potassic magmas of the colorado plateau. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2 :1–17.
- Carlson, R., Pearson, D., and James, D. (2005). Physical, chemical and chronological characteristics of continental mantle. *Reviews of Geophysics*, 43 :1–24.
- 2010 Catanzaro, E. and Kulp, J. (1964). Discordant zircons from the little butte (montana), beartooth (montana) and santa catalina (arizona) mountains. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28 :87–124.
- Chabot, N. (2004). Sulfur contents of the parental metallic cores of magmatic iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68 :3607–3618.
- Chauvel, C. and Blichert-Toft, J. (2001). A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 190 :137–151.
- 2015 Chen, J. and Wasserburg, G. (1981). The isotopic composition of uranium and lead in allende inclusions and meteoritic phosphates. *Earth and Planetary Science Letters*, 52 :1–15.
- Chen, W. and Arculus, R. (1995). Geochemical and isotopic characteristics of lower crustal xenoliths, san francisco volcanic field, arizona, u.s.a. *Lithos*, 36 :203–225.
- 2020 Cherniak, D. (1995). Diffusion of lead in plagioclase and k-feldspar : an investigation using rutherford backscattering and resonant nuclear reaction analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120 :358–371.
- Clemens, J. and Stevens, G. (2012). What controls chemical variation in granitic magmas? *Lithos*, 134 :317–329.
- Compston, W. and Jeffery, P. (1959). Anomalous common strontium in granite. *Nature*, 184 :1792–1793.
- 2025 Condie, K. (1992). Proterozoic terranes and continental accretion in southwestern north america. *Proterozoic crustal evolution*, Elsevier, pages 447–480.
- Condie, K., Belousova, E., Griffin, W., and Sircombe, K. (2009). Granitoid events in space and time : constraints from igneous and detrital zircon age spectra. *Gondwana Research*, 15 :228–242.
- 2030 Condie, K. C., Latysh, N., VanSchmus, W., Kozuch, M., and Selverstone, J. (1999). Geochemistry, nd and sr isotopes, and u/pb zircon ages of granitoid and metasedimentary xenoliths from the navajo volcanic field, four corners area, southwestern united states. *Chemical Geology*, 156 :95–133.
- 2035 Crowley, J. L., Schmitz, M. D., Bowring, S. A., Williams, M. L., and Karlstrom, K. E. (2006). U-pb and hf isotopic analysis of zircon in lower crustal xenoliths from the navajo volcanic field : 1.4 ga mafic magmatism and metamorphism beneath the colorado plateau. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151 :313–330.
- Cumming, G. L. and Richards, J. R. (1975). Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 28 :155–171.
- Davis, G. and Coney, P. (1979). Geologic development of the cordilleran metamorphic core complexes. *Geology*, 7 :120–124.

BIBLIOGRAPHIE

- 2040 De Laeter, J. and Kurz, M. (2006). Alfred nier and the sector field mass spectrometer. *Journal of Mass Spectrometry*, 41 :847–54.
- DePaolo, D. (1980). Crustal growth and mantle evolution : inferences from models of element transport and nd and sr isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44 :1185–1196.
- 2045 DePaolo, D. (1981a). A neodymium and strontium isotopic study of the mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the sierra nevada and peninsular ranges, california. *Journal of Geophysical Research*, 86 :10470–10488.
- DePaolo, D. (1981b). Neodymium isotopes in the colorado front range and crust-mantle evolution in the proterozoic. *Nature*, 291 :193–196.
- 2050 DePaolo, D., Linn, A., and Schubert, G. (1991). The continental crustal age distribution : methods of determining mantle separation ages from sm-nd isotopic data and application to the southwestern united states. *Journal of Geophysical Research*, 96 :2071–2088.
- DePaolo, D. and Wasserburg, G. (1976a). Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. *Geophysical Research Letters*, 3 :743–746.
- 2055 DePaolo, D. and Wasserburg, G. (1976b). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3 :249–252.
- DePaolo, D. and Wasserburg, G. (1979). Petrogenetic mixing models and nd-sr isotopic patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43 :615–627.
- Dickin, A. (2005). Radiogenic isotope geology. *Cambridge*.
- Dickinson, W. R. (2006). Geotectonic evolution of the great basin. *Geosphere*, 2 :353–368.
- 2060 Dodson, R., Forney, G., and Swift, E. (1936). The extraction of ferric chloride from hydrochloric acid solutions by isopropyl ether. *Journal of the American Chemical Society*, 58 :2573–2577.
- Doe, B. R. and Zartman, R. E. (1979). Plumbotectonics : the phanerozoic. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Wiley, pages 22–70.
- 2065 Doughty, P. and Chamberlain, K. (1996). Salmon river arch revisited : new evidence for 1370 ma rifting near the end of deposition in the middle proterozoic belt basin. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33 :1037–1052.
- Ducea, M. and Saleeby, J. (1998). A case for delamination of the deep batholithic crust beneath the sierra nevada, california. *International Geology Review*, 40 :78–93.
- 2070 Ehrenberg, S. and Griffin, W. (1979). Garnet granulite and associated xenoliths in minette and serpentinite diatremes of the colorado plateau. *Geology*, 7 :483–487.
- Eisele, J., Abouchami, W., Galer, S. J. G., and Hofmann, A. W. (2003). The 320 kyr pb isotope evolution of mauna kea lavas recorded in the hsdp-2 drill core. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4 :1–32.
- Elkins-Tanton, L. (2007). Continental magmatism, volatile recycling and a heterogeneous mantle caused by lithospheric gravitational instabilities. *Journal of Geophysical Research*, 112.
- 2075 Evans, R. and Goodman, C. (1944). Alpha-helium method for determining geological ages. *Physical Review*, 65 :216–227.

- Farmer, G. and DePaolo, D. (1983). Origin of mesozoic and tertiary granite in the western united states and implications for pre-mesozoic crustal structure : 1. nd and sr isotopic studies in the geocline of the northern great basin. *Journal of Geophysical Research*, 88 :3379–3401.
- 2080 Farmer, G. and DePaolo, D. (1984). Origin of mesozoic and tertiary granite in the western united states and implications for pre-mesozoic crustal structure : 2. nd and sr isotopic studies of unmineralized and cu- and mo-mineralized granite in the precambrian craton. *Journal of Geophysical Research*, 89 :10141–10160.
- 2085 Fitton, J., James, D., Kempton, P., Ormerod, D., and Leeman, W. (1988). The role of lithospheric mantle in the generation of late cenozoic basic magmas in the western united states. *Journal of Petrology*, 1 :331–349.
- Fitton, J., James, D., and W.P. Leeman (1991). Basic magmatism associated with late cenozoic extension in the western united states. *Journal of Geophysical Research*, 96 :13693–13711.
- 2090 Gilbert, H., Velasco, A., and Zandt, G. (2007). Preservation of proterozoic terrane boundaries within the colorado plateau and implications for its tectonic evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 258 :237–248.
- Goldberg, E., Uchiyama, A., and Brown, H. (1959). The distribution of nickel, cobalt, gallium, palladium and gold in iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2 :1–25.
- 2095 Goldschmidt, V. (1937). The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. *Journal of the Chemical Society*, pages 655–673.
- Gray, C. and Oversby, V. (1972). The behavior of lead isotopes during granulite facies metamorphism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36 :939–952.
- Haack, H. and Scott, E. (1993). Chemical fractionations in group iiiab iron meteorites : origin by dendritic crystallization of an asteroidal core. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57 :3457–3472.
- 2100 Harris, N. (2007). Channel flow and the himalayan-tibetan orogen : a critical review. *Journal of the Geological Society*, 164 :511–523.
- Heier, K. (1979). Movement of uranium during higher grade metamorphic processes. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 291 :413–421.
- Holmes, A. (1913). The age of the earth. *Harper and Borthers*.
- 2105 Holmes, A. (1946). An estimate of the age of the earth. *Nature*, 157 :680–684.
- Houtermans, F. (1946). Die isotypen-häufigkeiten im natürlichen bleid und alter des urans. *Naturwissenschaften*, 33 :185–187.
- Houtermans, F. (1947). Das aher des urans. *Zeitschrift Naturforschung Teil A*, 2 :322.
- 2110 Huang, H., Yao, H., and van der Hilst, R. (2010). Radial anisotropy in the crust of the se tibet and sw china from ambient noise interferometry. *Geophysical Research Letters*, 37.
- Humphreys, E. (2009). Relation of flat subduction to magmatism and deformation in the western united states. *Geological Society of America Memoirs*, 204 :85–98.
- Humphreys, E. and Coblenz, D. (2007). North american dynamics and western u.s. tectonics. *Reviews of Geophysics*, 45 :RG3001.

BIBLIOGRAPHIE

- 2115 Humphreys, E. and Dueker, K. (1994). Western u.s. upper mantle structure. *Journal of Geophysical Research*, 99 :9615–9634.
- Humphreys, E., Hessler, E., Dueker, K., Farmer, G. L., Erslev, E., and Atwater, T. (2003). How laramide-age hydration of north american lithosphere by the farallon slab controlled subsequent activity in the western united states. *International Geology Review*, 45 :575–595.
- 2120 Hurley, P., Hughes, H., Faure, G., Fairbairn, H., and Pinson, W. (1962). Radiogenic strontium-87 model of continent formation. *Journal of Geophysical Research*, 67 :5315–5334.
- Hurley, P. and Rand, J. (1969). Pre-drift continental nuclei. *Science*, 164 :1229–1242.
- Jaffey, A., Flynn, K., Glendenin, L., Bentley, W., and Essling, A. (1971). Precision measurement of the half-lives and specific activities of u235 and u238. *Physical Review*, 4 :1889–1907.
- 2125 Jakovljevic, B., Bourget, C., and Nucciarone, D. (2004). Cyanex 301 binary extractant systems in cobalt/nickel recovery from acidic chloride solutions. *Hydrometallurgy*, 75 :25–36.
- Jaupart, C., Schlater, J., and Simmons, G. (1981). Heat flow studies : constraints on the distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 52 :328–344.
- 2130 Johnson, C. and Beard, B. (1993). Evidence from hafnium isotopes for ancient sub-oceanic mantle beneath the rio grande rift. *Nature*, 362 :441–444.
- Karlstrom, K. and Bowring, S. (1988). Early proterozoic assembly of tectonostratigraphic terranes in southwestern north america. *The Journal of Geology*, 96 :561–576.
- Karlstrom, K. and Humphreys, E. (1998). Persistent influence of proterozoic accretionary boundaries in the tectonic evolution of southwestern north america : interaction of cratonic grain and mantle modification events. *Rocky Mountain Geology*, 33 :161–179.
- 2135 Katz, R., Spiegelman, M., and Langmuir, C. (2003). A new parameterization of hydrous mantle melting. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4 :1–19.
- Kay, R. and Kay, S. (1981). The nature of the lower continental crust : inferences from geophysics, surface geology, and crustal xenoliths. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 19 :271–297.
- 2140 Keller, G. and Baldrige, W. (1999). The rio grande rift : a geological and geophysical overview. *Rocky Mountain Geology*, 34 :121–130.
- Keller, G., Snelson, C., Sheehan, A., and Dueker, K. (1998). Geophysical studies of crustal structure in the rocky mountain region : a review. *Rocky Mountain Geology*, 33 :217–228.
- 2145 Kistler, R. (1990). Two different lithosphere types in the sierra nevada, california. *Geological Society of America Memoirs*, 174 :271–281.
- Kistler, R. and Peterman, Z. (1973). Variation in sr, rb, k, na, and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in mesozoic granitic rocks and intruded wall rocks in central california. *Geological Society of America Bulletin*, 84 :3489–3512.
- Kistler, R. and Peterman, Z. (1978). Reconstruction of crustal blocks of california on the basis of initial strontium isotopic compositions of mesozoic granite rocks. *US Govt. Print. Off.*, 1071.
- 2150 Kramers, J. D. and Tolstikhin, I. N. (1997). Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust. *Chemical Geology*, 139 :75–110.

- Lambert, I. and Heier, K. (1967). The vertical distribution of uranium, thorium, and potassium in the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31 :377–390.
- 2155 Larsen, E., Gottfried, D., Jaffe, H., and Waring, C. (1958). Lead-alpha ages of the mesozoic batholiths of western north america. *Geological Survey Bulletin*, 1070-B :35–62.
- Latysh, N. (1997). Geochemistry and origin of granitoid xenolith from the navajo volcanic field, four corners area, ws united states. *PhD thesis*.
- 2160 Leat, P., Thompson, R., Dickin, A., Morrison, M., and Hendry, G. (1989). Quaternary volcanism in northwestern colorado : implications for the roles of asthenosphere and lithosphere in the genesis of continental basalts. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37 :291–310.
- Lee, C.-T. (2005). Trace-element evidence for hydrous metasomatism at the base of the north american lithosphere and possible association with laramide low angle subduction. *Journal of Geology*, 113 :673–685.
- 2165 Lee, C.-T., Luffi, P., Plank, T., Dalton, H., and Leeman, W. (2009). Constraints on the depth and temperatures of basaltic magma generation on earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 179 :20–33.
- Lee, C.-T., Yin, Q., Rudnick, R., Chesley, J., and Jacobsen, S. (2000). Osmium isotopic evidence for mesozoic removal of lithospheric mantle beneath the sierra nevada, california. *Science*, 289 :1912–1916.
- 2170 Lee, C.-T. A., Yin, Q., Rudnick, R., and Jacobsen, S. (2001). Preservation of ancient and fertile lithospheric mantle beneath the southwestern united states. *Nature*, 411 :69–73.
- Leeman, W. (1979). Primitive lead in deep crustal xenoliths from the snake river plain, idaho. *Nature*, 281 :365–366.
- 2175 LeRoux, V., Lee, C.-T., and Turner, S. (2010). Zn/fe systematics in mafic and ultramafic systems : implications for detecting major element heterogeneities in the earth’s mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74 :2779–2796.
- Levander, A. and Miller, M. S. (2012). Evolutionary aspects of lithosphere discontinuity structure on the western u.s. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13 :1–22.
- 2180 Levander, A., Schmandt, B., Miller, M. S., Liu, K., Karlstrom, K. E., Crow, R. S., Lee, C.-T. A., and Humphreys, E. D. (2011). Continuing colorado plateau uplift by delamination-style convective lithospheric downwelling. *Nature*, 472 :461–465.
- Liew, T., Milisenda, C., and Hofmann, A. (1994). Pb isotopic discrimination of crustal domains within the high-grade basement of sri-lanka. *Precambrian Research*, 66 :111–121.
- 2185 Lowry, A. R. and Perez-Gussinye, M. (2011). The role of crustal quartz in controlling cordilleran deformation. *Nature*, 471 :353–357.
- Luais, B., Telouk, P., and Albarede, F. (1997). Precise and accurate neodymium isotopic measurements by plasma-source mass spectrometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 :4847–4854.
- Malissa, H. and Gomiscek, S. (1959). Beitrage zur extraktion von metallcarbaminaten aus stark sauren losungen. *The Journal of Analytical Chemistry*, 169 :401–404.
- 2190 Manton, W. (1988). Separation of pb from young zircons by single-bead ion exchange. *Chemical Geology*, 73 :147–152.

BIBLIOGRAPHIE

- McCoy, T., Walker, R., Goldstein, J., Yang, J., McDonough, W., Rumble, D., Chabot, N., Ash, R., Corrigan, C., Michael, J., and Kotula, P. (2011). Group IVA irons : new constraints on the crystallization and cooling history of an asteroidal core with a complex history. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75 :6821–6843.
- McGetchin, T. R. and Silver, L. T. (1972). A crustal-upper mantle model for the Colorado plateau based on observations of crystalline rock fragments in the Moses rock dike. *Journal of Geophysical Research*, 77 :7022–7037.
- McQuarrie, N. and Chase, C. (2000). Raising the Colorado plateau. *Geology*, 28 :91–94.
- Menzies, M., Kyle, P., Jones, M., and Ingram, G. (1991). Enriched and depleted source components for tholeiitic and alkaline lavas from Zuni-Bandera, New Mexico : inferences about intraplate processes and stratified lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 96 :13645–13671.
- Meyzen, C., Blichert-Toft, J., Ludden, J., Humler, E., Mevel, A., and Albarede, F. (2007). Isotopic portrayal of the Earth's upper mantle flow field. *Nature*, 447 :1069–1074.
- Mihaylov, I. (2003). Solvent extractants for nickel and cobalt : new opportunities in aqueous processing. *JOM*, July :38–42.
- Mix, H., Mulch, A., Kent-Corson, M., and Chamberlain, C. (2010). Cenozoic migration of topography in the North American Cordillera. *Geology*, 39 :87–90.
- Moorbath, S., Welke, H., and Gale, N. (1969). The significance of lead isotope studies in ancient, high-grade metamorphic basement complexes, as exemplified by the Lewisian rocks of Northwest Scotland. *Earth and Planetary Science Letters*, 6 :245–256.
- Morgan, P. and Swanberg, C. (1985). On the Cenozoic uplift and tectonic stability of the Colorado plateau. *Journal of Geodynamics*, 3 :39–63.
- Moschetti, M., Ritzwoller, M., Lin, F., and Yang, Y. (2010). Seismic evidence for widespread western-US deep-crustal deformation caused by extension. *Nature*, 464 :885–889.
- Moucha, R., Forte, A., Rowley, D., Mitrovica, J., Simmons, N., and Grand, S. (2009). Deep mantle forces and the uplift of the Colorado plateau. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Moynier, F. (2006). Fractionnements isotopiques dépendants et indépendants de la masse dans le système solaire. *PhD thesis*.
- Myers, R., Metzler, D., and Swift, E. (1950). The distribution of ferric iron between hydrochloric acid and isopropyl ether solutions : I, the compound extracted and the extraction at constant acid concentration. *Journal of the American Chemical Society*, 72 :3767–3771.
- Nicolaysen, L. (1957). Solid diffusion in radioactive minerals and the measurement of absolute age. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 11 :41–59.
- Nicolaysen, L. (1961). Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks. *Annals of the New York Academy of Science*, 91 :198–206.
- Nier, A. (1938). Variation in the relative abundances of the isotopes of common lead from various sources. *Journal of the American Chemical Society*, 60 :1571–1576.
- Nier, A., Thompson, R., and Murphey, B. (1941). The isotopic constitution of lead and the measurement of geologic time III. *Physical Review*, 60 :112–116.

- Obrebski, M., Allen, R. M., Xue, M., and Hung, S.-H. (2010). Slab-plume interaction beneath the pacific northwest. *Geophysical Research Letters*, 37 :1–6.
- Ormerod, D., Hawkesworth, C., Rogers, N., Leeman, W., and Menzies, M. (1988). Tectonic and magmatic transitions in the western great basin, u.s.a. *Nature*, 333 :349–353.
- 2235 Oversby, V. (1974). A new look at the lead isotope growth curve. *Nature*, 248 :132–133.
- Pakiser, L. (1963). Structure of the crust and upper mantle in the western united states. *Journal of Geophysical Research*, 68 :5747–5756.
- Patchett, P. and Samson, S. (2003). Ages and growth of the continental crust from radiogenic isotopes. *Treatise on Geochemistry*, 3 :321–348.
- 2240 Patchett, P. and Tatsumoto, M. (1980). A routine high-precision method for lu-hf isotope geochemistry and chronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75 :263–267.
- Patterson, C. (1956). Age of meteorites and the earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 10 :230–237.
- Pederson, J., Mackley, R., and Eddleman, J. (2002). Colorado plateau uplift and erosion evaluated using gis. *Geological Society of America Today*, 12 :4–10.
- 2245 Peters, T., Menzies, M., Thirlwall, M., and Kyle, P. (2008). Zuni-bandera volcanism, rio grande, u.s.a. : melt formation in garnet- and spinel-facies mantle straddling the asthenosphere-lithosphere boundary. *Lithos*, 102 :295–315.
- Peucat, J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., and Condie, K. (1989). Sr, nd, and pb isotopic systematics in the archean low- to high-grade transition zone of southern india : syn-accretion vs post-accretion granulites. *Journal of Geology*, 97 :537–549.
- 2250 Phillips, W. and Stead, R. (2008). Attenuation of lg in the western us using the usarray. *Geophysical Research Letters*, 35 :1–5.
- Plank, T. and Langmuir, C. (1998). The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145 :325–394.
- 2255 Porreca, C., Selverstone, J., and Samuels, K. (2006). Pyroxenite xenoliths from the rio puerco volcanic field, new mexico : melt metasomatism at the margin of the rio grande rift. *Geosphere*, 2 :333–351.
- Poupinet, G. and Shapiro, N. (2009). Worldwide distribution of ages of the continental lithosphere derived from a global seismic tomographic model. *Lithos*, 109 :125–130.
- Quitte, G. and Oberli, F. (2006). Quantitative extraction and high precision isotope measurements of nickel by mc-icp-ms. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 21 :1249–1255.
- 2260 Raczek, I., Stoll, B., Hofmann, A. W., and Jochum, K. P. (2000). High-precision trace element data for the usgs reference materials bcr-1, bcr-2, bhvo-2, agv-1, agv-2, dts-1, dts-2, gsp-1 and gsp-2 by id-tims and mic-ssms. *Geostandards Newsletter*, 25 :77–86.
- Ramos, F. (2000). Mantle sources generating recent volcanism in the western us. *PhD thesis*.
- 2265 Rasmussen, K., Ulff-Møller, F., and Haack, H. (1995). The thermal evolution of iva iron meteorites : evidence from metallographic cooling rates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 :3049–3059.

BIBLIOGRAPHIE

- Reid, M., Bouchet, R., Blichert-Toft, J., Levander, A., Liu, K., Miller, M., and Ramos, F. (2012). Melting under the colorado plateau, usa. *Geology*, 40 :387–390.
- 2270 Reid, M. and Ramos, F. (1996). Chemical dynamics of enriched mantle in the southwestern united states : thorium isotope evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 138 :67–81.
- Richard, P., Shimizu, N., and Allegre, C. (1976). 143nd/144nd, a natural tracer : an application to oceanic basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 31 :269–278.
- Riter, J. and Smith, D. (1996). Xenolith constraints on the thermal history of the mantle below the colorado plateau. *Geology*, 24 :267–270.
- 2275 Robertson, S. (1986). Evolution of the late archaean lower continental crust in southern west greenland, in : J.b. dawson, d.a. carswell, j. hall, k.h. wedepohl (eds), the nature of the lower continental crust. *Geological Society of Londond, Special Publications*, 24 :251–260.
- Romanowicz, B. (1979). Seismic structure of the upper mantle beneath the united states by three-dimensional inversion of body wave arrival times. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 57 :479–506.
- 2280 Rosholt, J. and Bartel, A. (1969). Uranium, thorium, and lead systematics in granite mountains, wyoming. *Earth and Planetary Science Letters*, 7 :141–147.
- Rosholt, J. N., Zartman, R. E., and NKomo, I. T. (1973). Lead isotope systematis and uranium depletion in the granite mountains, wyoming. *Geological Society of America Bulletin*, 84 :989–1002.
- 2285 Ross, G. and Villeneuve, M. (2003). Provenance of the mesoproterozoic (1.45 ga) belt basin (western north america) : another piece in the pre-rodinia paleogeographic puzzle. *Geological Society of America Bulletin*, 115 :1191–1217.
- Roth, J. B., Fouch, M. J., James, D. E., and Carlson, R. W. (2008). Three-dimensional seismic velocity structure of the northwestern united states. *Geophysical Research Letters*, 35 :1–6.
- 2290 Roy, M., Jordan, T., and Pederson, J. (2009). Colorado plateau magmatism and uplift by warming of heterogeneous lithosphere. *Nature*, 459 :978–984.
- Roy, R., Blackwell, D., and Birch, F. (1968). Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth and Planetary Science Letters*, 5 :1–12.
- 2295 Royden, L. (1996). Coupling and decoupling of crust and mantle in convergent orogens : implications for strain partitioning in the crust. *Journal of Geophysical Research*, 101 :17679–17705.
- Royden, L., Burchfiel, B., and van der Hilst, R. (2008). The geological evolution of the tibetan plateau. *Science*, 321 :1054–1058.
- Rudnick, R. (1995). Making continental crust. *Nature*, 378 :571–578.
- Rudnick, R. and Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. *Treatise on Geochemistry*, 3 :1–64.
- 2300 Rudnick, R. and Goldstein, S. (1990). The pb isotopic compositions of lower crustal xenoliths and the evolution of lower crustal pb. *Earth and Planetary Science Letters*, 98 :192–207.
- Russell, R. (1972). Evolutionary model for lead isotopes in conformable ores and in ocean volcanics. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 10 :529–549.

- 2305 Salters, V. and Hart, S. (1991). The mantle sources of ocean ridges, islands and arcs : the hf-isotope connection. *Earth and Planetary Science Letters*, 104 :364–380.
- Sarkar, A., Datta, P., and Sarkar, M. (1996). Sorption recovery of metal ions using silica gel modified with salicylaldehyde. *Talanta*, 43 :1857–1862.
- Scherer, E., Munker, C., and Mezger, K. (2001). Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, 293 :683–687.
- 2310 Schmandt, B. and Humphreys, E. (2010a). Complex subduction and small-scale convection revealed by body-wave tomography of the western united states upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 297 :435–445.
- Schmandt, B. and Humphreys, E. (2010b). Seismic heterogeneity and small-scale convection in the southern california upper mantle. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11 :1–19.
- 2315 Schmandt, B. and Humphreys, E. (2011). Seismically images relict slab from the 55 ma siletzia accretion to the northwest united states. *Geology*, 39 :175–178.
- Schutt, D. and Humphreys, E. (2001). Evidence for a deep asthenosphere beneath north america from western united states sks splits. *Geology*, 29 :291–294.
- 2320 Scott, E. (1972). Chemical fractionation in iron meteorites and its interpretation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36 :1205–1236.
- Scott, E. and Wasson, J. (1975). Classification and properties of iron meteorites. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 13 :527–546.
- Sears, J., Chamberlain, K., and Buckley, S. (1998). Structural and u-pb geochronological evidence for 1.47 ga rifting in the belt basin, western montana. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 35 :467–475.
- 2325 Silverstone, J., Pun, A., and Condie, C. (1999). Xenolithic evidence for proterozoic crustal evolution beneath the colorado plateau. *Geological Society of America Bulletin*, 111 :590–606.
- Shapiro, N., Ritzwoller, M., Molnar, P., and Levin, V. (2004). Thinning and flow of tibetan crust constrained by seismic anisotropy. *Science*, 305 :233–236.
- 2330 Shimamura, T. and Lugmair, G. (1983). Ni isotopic compositions in allende and other meteorites. *Earth and Planetary Science Letters*, 63 :177–188.
- Sine, C., Wilson, D., Gao, W., Grand, S., Aster, R., Ni, J., and Baldrige, W. (2008). Mantle structure beneath the western edge of the colorado plateau. *Geophysical Research Letters*, 35.
- 2335 Smith, D. (1979). Hydrous minerals and carbonates in peridotite inclusions from the green knobs and bull park kimberlitic diatremes on the colorado plateau. *The Mantle Sample : Inclusion in kimberlites and other volcanics*, pages 345–356.
- Smith, D. and Levy, S. (1976). Petrology of the green knobs diatreme and implications for the upper mantle below the colorado plateau. *Earth and Planetary Science Letters*, 29 :107–125.
- Smithson, S. and Johnson, R. (1989). Crustal structure of the western u.s. based on reflection seismology. *Geological Society of America Memoirs*, 172 :577–612.
- 2340 Snelson, C., Henstock, T., Keller, G., Miller, K., and Levander, A. (1998). Crustal and uppermost mantle structure along the deep probe seismic profile. *Rocky Mountain Geology*, 33 :181–198.

BIBLIOGRAPHIE

- Spencer, J. (1996). Uplift of the colorado plateau due to lithospheric attenuation during laramide low-angle subduction. *Journal of Geophysical Research*, 101 :13595–13609.
- 2345 Stacey, J. and Kramers, J. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26 :207–221.
- Stanton, R. L. and Russell, R. D. (1959). Anomalous leads and the emplacement of lead sulfide ores. *Economic Geology*, 54 :588–607.
- Stracke, A., Bizimis, M., and Salters, V. (2003). Recycling oceanic crust : quantitative constraints. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4 :1–33.
- 2350 Sutherland, R. (2002). Comparison between non-residual al, co, cu, fe, mn, ni, pb, zn released by a three-step sequential extraction procedure and a dilute hydrochloric acid leach for soil and road deposited sediment. *Applied geochemistry*, 17 :353–365.
- Tatsumoto, M., Knight, R. J., and Allegre, C. J. (1973). Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. *Science*, 180 :1279–1283.
- 2355 Thompson, R., Leat, P., Dickin, A., Morrison, M., Hendry, G., and Gibson, S. (1989). Strongly potassic mafic magmas from lithospheric mantle sources during continental extension and heating : evidence from miocene minettes of northwest colorado, u.s.a. *Earth and Planetary Science Letters*, 98 :139–153.
- Thompson, R. and Morrison, M. (1988). Asthenospheric and lower-lithospheric mantle contributions to continental extensional magmatism : an example from the british tertiary province. *Chemical Geology*, 2360 68 :1–15.
- Usui, T., Nakamura, E., and Helmstaedt, H. (2006). Petrology and geochemistry of eclogite xenoliths from the colorado plateau : implications for the evolution of subducted oceanic crust. *Journal of Petrology*, 47 :929–964.
- Usui, T., Nakamura, E., Kobayashi, K., Maruyama, S., and Helmstaedt, H. (2003). Fate of the subducted farallon plate inferred from eclogite xenoliths in the colorado plateau. *Geology*, 31 :589–592.
- 2365 van Wijk, J., Baldrige, W., van Hunen, J., Goes, S., Coblenz, D., Grand, S., and J.Ni (2010). Small-scale convection at the edge of the colorado plateau : implications for topography, magmatism, and evolution of proterozoic lithosphere. *Geology*, 38 :611–614.
- Vanhaecke, F., Balcaen, L., and Malinovsky, D. (2009). Use of single-collector and multi-collector icp-mass spectrometry for isotopic analysis. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 24 :863–886.
- 2370 Vervoort, J. and Blichert-Toft, J. (1999). Evolution of the depleted mantle : Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 :533–556.
- Vita, O., Levier, W., and Litteral, E. (1962). Solvent extraction separations with bpha, applications to the microanalysis of niobium and zirconium in uranium. *Analytica Chimica Acta*, 42 :87–94.
- 2375 Walder, A. and Futura, N. (1993). High precision lead isotope ratio measurement by inductively coupled plasma multiple collector mass spectrometry. *Analytical Sciences*, 9 :675–680.
- Walder, A. J., Platzner, I., and Freedman, P. A. (1993). Isotope ratio measurement of lead, neodymium and neodymium-samarium mixtures, hafnium and hafnium-lutetium mixtures with a double focusing multiple collector inductively coupled plasma mass spectrometer. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 2380 8 :12–23.

- Walker, R., McDonough, W., Honesto, J., Chabot, N., McCoy, T., Ash, R., and Bellucci, J. (2008). Modeling fractional crystallization of group ivb iron meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72 :2198–2216.
- 2385 Wang, K., Plank, T., Walker, J., and Smith, E. (2002). A mantle melting profile across the basin and range, sw usa. *Journal of Geophysical Research*, 107 :1–21.
- Wang, X., Ni, J., Aster, R., Sandvol, E., Wilson, D., Sine, C., Grand, S., and Baldrige, W. (2008). Shear-wave splitting and mantle flow beneath the colorado plateau and its boundary with the great basin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98 :2526–2532.
- 2390 Wasserburg, G., Jacobsen, S., DePaolo, D., McCulloch, M., and When, T. (1981). Precise determination of sm/nd ratios, sm and nd isotopic abundances in standard solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45 :2311–2323.
- Wasson, J. and Richardson, J. (2001). Fractionation trends among iva iron meteorites : contrasts with iiiab trends. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65 :951–970.
- 2395 Weis, D., Kieffer, B., Maerschalk, C., Barling, J., de Jong, J., Williams, G. A., Hanano, D., Pretorius, W., Mattielli, N., Scoates, J. S., Goolaerts, A., Friedman, R. M., and Mahoney, J. B. (2006). High-precision isotopic characterization of usgs reference materials by tims and mc-icp-ms. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7 :1–30.
- 2400 Weis, D., Kieffer, B., Maerschalk, C., Pretorius, W., and Barling, J. (2005). High-precision pb-sr-nd-hf isotopic characterization of usgs bhvo-1 and bhvo-2 reference materials. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 6 :1–10.
- Wernicke, B., England, P., Sonder, L., and Christiansen, R. (1987). Tectonomagmatic evolution of cenozoic extension in the north american cordillera. *Geological Society of London, Special Publications*, 28 :203–221.
- 2405 West, J., Fouch, M., Roth, J., and Elkins-Tanton, L. (2009). Vertical mantle flow associated with a lithospheric drip beneath the great basin. *Nature Geoscience*, 2 :339–444.
- White, W., Albarede, F., and Telouk, P. (2000). High-precision analysis of pb isotopic ratios using multi-collector icp-ms. *Chemical Geology*, 167 :257–270.
- 2410 Whitehouse, M. (1989). Pb-isotopic evidence for u-th-pb behaviour in a prograde amphibolite to granulite facies transition from the lewisian complex of north-west scotland : implications for pb-pb dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53 :717–724.
- Whitmeyer, S. and Karlstrom, K. (2007). Tectonic model for the proterozoic growth of north america. *Geosphere*, 3 :220–259.
- Willis, J. and Goldstein, J. (1982). The effects of c, p, and s on trace element partitioning during solidification in fe-ni alloys. *Journal of Geophysical Research*, 87 :A435–A445.
- 2415 Woodhead, J. D. and Hergt, J. M. (2000). Pb-isotope analyses of usgs reference materials. *Geostandards Newsletter*, 24 :33–38.
- W.P.Leeman, Menzies, M., Matty, D., and Embree, G. (1985). Strontium, neodymium and lead isotopic compositions of deep crustal xenoliths from the snake river plain : evidence for archean basement. *Earth and Planetary Science Letters*, 75 :354–368.

BIBLIOGRAPHIE

- 2420 Yang, J., Goldstein, J., and Scott, E. (2007). Iron meteorite evidence for early formation and catastrophic disruption of protoplanets. *Nature*, 446 :888–91.
- Yang, Y., Ritzwoller, M. H., Lin, F.-C., Moschetti, M., and Shapiro, N. M. (2008). Structure of the crust and uppermost mantle beneath the western united states revealed by ambient noise and earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research*, 113 :1–9.
- 2425 Yuan, H., Dueker, K., and Stachnik, J. (2010). Crustal structure and thickness along the yellowstone hot spot track : evidence for lower crustal outflow from beneath the eastern snake river plain. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11.
- Zandt, G. and Humphreys, E. (2008). Toroidal mantle flow through the western u.s. slab window. *Geology*, 36 :295–298.
- 2430 Zartman, R. (1974). Lead isotopic provinces in the cordillera of the western united states and their geologic significance. *Economic Geology*, 69 :792–805.
- Zartman, R. E. and Doe, B. R. (1981). Plumbotectonics – the model. *Tectonophysics*, 75 :135–162.
- Zartman, R. E. and Haines, S. M. (1988). The plumbotectonic model for pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – a case for bi-directional transport. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52 :1327–1339.
- 2435 Zhu, J. (1995). Petrogenesis of late cenozoic volcanic rocks from the raton-clayton volcanic field, northeastern new mexico and southeastern colodaro. *PhD thesis*.

La lithosphère continentale est physiquement et chimiquement segmentée. La cartographie des isotopes radiogéniques de roches plutoniques acides, représentatives de la croûte continentale, et de laves basiques, représentatives du manteau, possède des similarités avec la cartographie sismique de la lithosphère sous-jacente. Ces similitudes permettent d'interpréter les observations sismiques en étudiant leurs caractéristiques chimiques et leur âge. Les isotopes du plomb permettent de dater et d'identifier l'empilement de segments crustaux qui forment la croûte. L'écart des âges modèles du plomb avec d'autres systèmes identifie le recyclage crustal et le réchauffement de la croûte au dessus de la température du système plomb-plomb. Le système plomb-plomb donne également accès au sous-étudié rapport Th/U qui contraint la profondeur de la source des roches continentales. Certains échantillons de l'ouest U.S.A. proviennent de la croûte inférieure, et se sont formés par l'extension crustale ou par un flux de matériel au sein de la croûte. Les isotopes du néodyme et de l'hafnium marquent la fusion du manteau lithosphérique enrichis sous le Colorado Plateau, une région où est observée le détachement du manteau lithosphérique sub-continentale. Ce manteau fond par décompression adiabatique, par extension localisée ou remontée asthénosphérique engendrée par la convection locale. Au final, l'association des systèmes isotopiques du plomb, du néodyme, et de l'hafnium avec la sismologie est une approche puissante pour étudier la formation et la déformation de la lithosphère continentale.

Continental lithosphere is physically and chemically segmented. The mapping at a continent size scale of radiogenic isotopes from plutonic acid rocks, sampling the continental crust, and from mafic lavas, sampling the mantle, has similarities with the seismic mapping of the underlying lithosphere. These similarities allow to interpret the seismic observations by studying their chemical characteristics and age. Lead isotopes are used to date and identify the stacking of crustal segments that form the crust. The deviation of Lead model ages with other system is used to identify crustal recycling and the heating of the crust above the Lead-Lead system closing temperature. The Lead-Lead system also give access to the under-studied Th/U ratio that constrains the depth of the continental rock sources. Some samples from the Western U.S. are coming from the lower crust, formed by crustal extension or crustal flowing within the crust. Neodymium and Hafnium isotopes identify the fusion of an enriched lithospheric mantle under the Colorado Plateau, a place where lithospheric delamination has been observed. This mantle melts by adiabatic decompression due to localized expansion or asthenospheric upwelling caused by secondary convection. At the end, the merging of Lead, Neodymium, and Hafnium isotopic systems with seismology is a powerful tool to study the formation and deformation of the continental lithosphere.

Mots clés : isotopes du Pb, isotopes du Nd, isotopes de l'Hf, tomographie sismique, fonctions récepteur, croûte continentale, manteau lithosphérique sub-continentale.